

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

GÉOCHIMIE DES GAZ RARES DES SAUMURES ET GAZ
NATUREL DU RÉSERVOIR DE BÉCANCOUR, QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
CATHERINE BÉLAND OTIS

OCTOBRE 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche Daniele Pinti (Département des sciences de la Terre, GEOTOP) qui m'a permis de m'initier à la géochimie des gaz rares. Je lui suis reconnaissante pour sa patience et pour m'avoir fait découvrir les joies des congrès scientifiques.

Je tiens aussi à remercier Alain Tremblay (Département des sciences de la Terre, GEOTOP), mon co-directeur de recherche pour son intérêt à mon projet.

Les professeurs Clara M. Castro (University of Michigan) ainsi que Ross Stevenson (Département des sciences de la Terre, GEOTOP) ont accepté de faire partie du jury évaluant ce mémoire, je les en remercie profondément. Plus spécifiquement, je remercie Clara pour son accueil à l'Université du Michigan.

Je suis aussi très reconnaissante à Chris Hall (University of Michigan) pour m'avoir initiée à la spectrométrie de masse des gaz rares. Bien plus, je le remercie, ainsi que sa femme pour m'avoir hébergée lors de mon passage à Ann Arbor.

Je remercie toute l'équipe de la société Junex Inc. (Jean-Sébastien Marcil et tout le clan Lavoie) pour leur soutien tout au long de ma maîtrise et qui m'ont ainsi permis de m'aventurer dans l'exploration des hydrocarbures.

Je n'oublie pas non plus Raynald Lapointe ainsi que Gregory Bach pour leur assistance durant mes séances d'échantillonnage.

Un gros merci à mes compagnons d'études, de machines à sous et de Nintendo avec qui, il m'est arrivé de m'égayer sur la rue Ontario lors de rares occasions. Il est aussi essentiel que je remercie mes parents qui, malgré eux, m'ont influencé dans mon choix d'études en géologie. Je n'oublie pas non plus Alain qui a dû me soutenir dans ces moments difficiles que sont une rédaction de maîtrise. Merci à tous ceux que je pourrais oublier...

N.B. Ce projet n'aurait été possible sans l'attribution d'une bourse CRSNG d'études supérieures à incidence industrielle (No 342297)

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	ix
RÉSUMÉ	x
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I LES BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT ET LA GÉOLOGIE DU RÉSERVOIR DE BÉCANCOUR	3
1.1 Géologie régionale	3
1.2 Lithologies, stratigraphie et événements géologiques des Basses-Terres du Saint-Laurent	5
1.3 Pétrole et gaz	9
1.4 Géologie du réservoir de Bécancour	10
1.5 Conclusion	12
CHAPITRE II GÉOCHIMIE DES SAUMURES DU RÉSERVOIR DE BÉCANCOUR	14
2.1 Fluides circulant dans les bassins sédimentaires	14
2.2 Fluides circulant dans les environnements cristallins	18
2.3 Les saumures du réservoir de Bécancour	20
2.4 Conclusion	27
CHAPITRE III ÉCHANTILLONNAGE, ANALYSES ET RÉSULTATS	29
3.1 Échantillonnage	30
3.2 Laboratoire	32

3.2.1	Ligne d'extraction	32
3.2.2	Spectromètre de masse	33
3.3	Manipulations	34
3.4	Résultats	36
3.4.1	Hélium	36
3.4.2	Néon	38
3.4.3	Argon	41
3.4.4	Krypton et Xénon	42
3.5	Conclusion	46
CHAPITRE IV		
CARACTÉRISATION DES SOURCES EN GAZ RARES ET MODÈLE DE		
VIEILLISSEMENT DU SIGNAL MANTELLIQUE		47
4.1	Caractérisation de la contamination atmosphérique dans les échantillons rejetés.	47
4.2	Signature mantellique	50
4.2.1	Hypothèse A : Source MORB diluée par contamination atmosphérique	51
4.2.2	Hypothèse B : Source OIB diluée par contamination production radiogénique et contamination atmosphérique	52
4.2.3	Caractérisation du signal mantellique	54
4.3	Production radiogénique	57
4.3.1	Taux et rapports de production des isotopes radiogéniques	58
4.4	Modèle de vieillissement	60
4.4.1	Modèle de Torgersen	62
4.4.2	Contraintes et paramètres du modèle utilisé	63
4.4.3	Résultats pour l'hélium	66

4.4.4 Résultats pour le néon	68
4.5 Interprétations et conclusion	72
CONCLUSION	74
APPENDICE A RÉSULTATS DES ANALYSES DE GAZ RARES	77
BIBLIOGRAPHIE	90

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Carte géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent du Sud du Québec . . .	4
1.2 Profil sismique M-2002 avec interprétation géologique	6
1.3 Stratigraphie des puits de la région de Bécancour	11
1.4 Carte gravimétrique de la région de Bécancour	12
1.5 Carte des pièges structuraux des zones réservoirs pour le gaz de la région de Bécancour établie par Junex Inc	13
2.1 Champs de concentrations des principaux cations trouvés dans les saumures de bassins sédimentaires en fonction du chlore	16
2.2 Schéma présentant le modèle présenté par Smith (2006) permettant d'expliquer la dolomitisation des calcaires du Nord-est des États-Unis	19
2.3 Concentrations en sodium versus celle en chlore des saumures de Bécancour	22
2.4 Concentrations en calcium versus celle en chlore des saumures de Bécancour	24
2.5 Compositions isotopiques en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des saumures de Bécancour	26
2.6 Diagramme présentant les divers processus naturels menant à une altération de la composition en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$	27
2.7 Composition isotopique en strontium des saumures de Bécancour versus celle de l'eau de mer phanérozoïque	28
3.1 Schéma présentant les 3 sources possibles aux gaz rares et leurs rapports caractéristiques	30
3.2 Localisation des puits échantillonnés	31

3.3	Schéma et photo présentant le système d'échantillonnage	32
3.4	Ligne d'extraction et de purification des gaz rares de l'Université du Michigan	33
3.5	Schéma de la ligne d'extraction et de purification	34
3.6	Spectromètre de masse (Modèle MAP-215) du laboratoire des gaz rares de l'Université du Michigan	35
3.7	Études de gaz rares effectuées dans la partie est de l'Amérique du Nord avec les résultats des rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ (exprimés en Ra) pour chacune	38
3.8	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ en fonction de $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ dans les échantillons de Bécancour	39
3.9	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction de $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ dans les échantillons de Bécancour	43
3.10	Spectre isotopique du krypton dans les échantillons de Bécancour	44
3.11	Spectre isotopique du xénon dans les échantillons de Bécancour	45
3.12	Graphique $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ en fonction de $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ pour les échantillons de Bécancour	46
4.1	Graphique $^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{130}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}$ présentant les courbes de fractionnement de Rayleigh des phases retenue et échappée	49
4.2	Graphique $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar}$ présentant les courbes de fractionnement de Rayleigh des phases retenue et échappée	50
4.3	Graphique de comparaison entre des gradients thermiques faibles et élevés et leurs effets sur le rapport $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$	51
4.4	Schéma présentant une source mantellique de type MORB diluée par production radiogénique in-situ de ^4He uniquement	52
4.5	Schéma présentant une source mantellique de type OIB diluée par production radiogénique de ^4He , $^{21}\text{Ne}^*$, ^{40}Ar et $^{136}\text{Xe}^*$	53
4.6	Graphique présentant les processus menant aux compositions mesurées dans les échantillons à partir d'une source profonde de type OIB	54

4.7	Graphique $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ versus $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	55
4.8	Graphique des isotopes radiogéniques $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$ versus $^{21}\text{Ne}^*/^{136}\text{Ar}^*$	56
4.9	Graphique des isotopes radiogéniques $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$ versus $^{40}\text{Ar}^*/^{136}\text{Ar}^*$	57
4.10	Graphique des isotopes radiogéniques $^{21}\text{Ne}^*/^{136}\text{Xe}^*$ versus $^{40}\text{Ar}^*/^{136}\text{Ar}^*$	58
4.11	Variation des rapports isotopiques d'hélium en fonction du temps pour un basalte à faible teneur en uranium et pour un granite enrichi en uranium	64
4.12	Modèle d'évolution du rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ en fonction du temps	67
4.13	Modèle d'évolution du signal mantellique dans le graphique à 3 isotopes du néon	69
4.14	Modèle d'évolution dans le temps du signal mantellique dans le graphique à 3 isotopes du néon	70

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
2.1	Tableau des données d'ions majeurs	21
2.2	Tableau des données isotopiques des saumures de Bécancour	25
4.1	Analyses chimiques et fractions de neutrons de la matrice rocheuse capturés par Li pour les roches réservoirs potentielles	60
4.2	Résultats obtenus pour les taux et de production radiogénique des roches réservoirs potentielles	61
4.3	Rapports de production radiogénique des roches réservoirs potentielles	61

RÉSUMÉ

Les Basses-Terres du Saint-Laurent renferment des saumures ayant des salinités équivalentes à 10 fois la salinité de l'eau de mer. Ces saumures, trouvées dans les unités cambro-ordoviciennes du Potsdam, Beekmantown, Chazy, Black River et Trenton, sont parfois associées à des accumulations de gaz naturel. Junex Inc. possède plusieurs puits dans la région de Bécancour où l'on retrouve ces saumures et accumulations de gaz naturel.

On développa donc, en partenariat avec la société Junex, un projet permettant de caractériser les saumures en y analysant les concentrations et les rapports isotopiques en gaz rares. L'objectif initial de ce projet était de déterminer la provenance de ces saumures, d'évaluer un temps de résidence et de contraindre un âge de migration, s'il y avait lieu.

Les analyses en ions majeurs (Ca, Na et Cl) et isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, δD et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) indiquent que les saumures ont probablement interagi pendant un certain temps avec une roche silicatée, impliquant que les saumures auraient migré verticalement du socle ou du grès de base à leur position stratigraphique actuelle.

Afin de mieux caractériser l'origine des saumures, on échantillonna du gaz provenant de 8 puits appartenant à la société Junex Inc. Ces échantillons furent analysés au laboratoire de gaz rares de l'Université du Michigan pour les divers isotopes d'hélium, néon, argon, krypton et xénon. Les résultats des isotopes de ceux-ci présentent une signature mantellique diluée par une production radiogénique et une contamination atmosphérique.

Les relations entre les principaux isotopes radiogéniques (^4He , $^{21}\text{Ne}^*$ et $^{40}\text{Ar}^*$) suggèrent que ceux-ci sont tous présents et produits dans la roche. On peut donc déduire que le signal mantellique provient d'une source avec un rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ plus faible que celui des MORB (0.075) et implique donc la présence d'une source plus profonde.

On s'est inspiré du modèle de Torgersen pour produire un modèle de vieillissement du signal mantellique. En testant un signal mantellique initial provenant des Montérégiennes, soit une source de type HIMU, on obtient des âges correspondants, soit entre 66 Ma et 250 Ma. Puisque le modèle est concordant, on peut affirmer que les Montérégiennes sont la source la plus plausible pour le signal mantellique observé. On peut aussi statuer que les saumures et les gaz rares mantelliques observés ont probablement une origine commune.

Mots-clés : Géochimie des gaz rares, Saumures, Gaz naturel, Bécancour, Intrusions Montérégiennes

INTRODUCTION

Les Basses-Terres du Saint-Laurent renferment des saumures ayant des salinités équivalentes à 10 fois la salinité de l'eau de mer. Ces saumures sont trouvées dans les unités cambro-ordoviciennes du Potsdam, Beekmantown, Chazy, Black River et Trenton et sont parfois associées à des accumulations de gaz naturel. Junex Inc. possède plusieurs puits dans la région de Bécancour où l'on retrouve ces saumures et accumulations de gaz naturel.

On en connaît très peu sur ces saumures, principalement en ce qui concerne leur origine. Leur composition géochimique en ions majeurs (Ca, Na et Cl) et isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, δD et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ressemblent à celles des fluides trouvés dans des socles cristallins, tel que dans les boucliers canadien et fennoscandien. Cependant, peu d'études portent sur ces fluides et donc l'origine de l'eau et de sa salinité reste toujours méconnue. De plus, la problématique des saumures étudiées peut s'appliquer à la prospection en hydrocarbures dans la région puisqu'elle permettrait de nous renseigner sur le développement des réservoirs.

On développa, en partenariat avec la société Junex, un projet permettant de caractériser les saumures en y analysant les concentrations et les rapports isotopiques des gaz rares (He, Ne, Ar, Kr et Xe). Puisque ces éléments sont inertes et ne réagissent pas dans des réactions chimiques, on peut facilement retrouver la source ultime de ces gaz et des fluides les transportant. L'objectif initial de ce projet était de déterminer la provenance de ces saumures, d'évaluer un temps de résidence et de contraindre un âge de migration, s'il y avait lieu.

Ce travail se présente sous forme de quatre chapitres. Le premier décrira la géologie régionale des Basses-Terres du Saint-Laurent. On y retrouvera l'histoire géologique de la région, une description des unités, les diverses découvertes de pétrole et gaz dans la région ainsi qu'un bref aperçu des caractéristiques du réservoir de Bécancour.

Le deuxième chapitre porte sur la géochimie des saumures de Bécancour en les comparant aux fluides trouvés dans des environnements sédimentaires et cristallins. On regardera les compositions en ions majeurs et les valeurs isotopiques d'oxygène, hydrogène et strontium.

Le troisième chapitre décrit l'échantillonnage, la manipulation et les résultats des analyses. Les rapports isotopiques d'hélium ($^3\text{He}/^4\text{He}$), de néon ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$), d'argon ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) et de xénon ($^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ et $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$) supportent l'hypothèse selon laquelle les données observées proviendraient d'un signal mantellique dilué par l'atmosphère et une production radiogénique.

Dans le quatrième chapitre, on présente les différentes interprétations et conclusions possibles de cette signature. On y inclut une caractérisation de la contamination atmosphérique, de la production radiogénique ainsi que du signal mantellique présent. De plus, un modèle de vieillissement permet d'estimer un âge du signal mantellique.

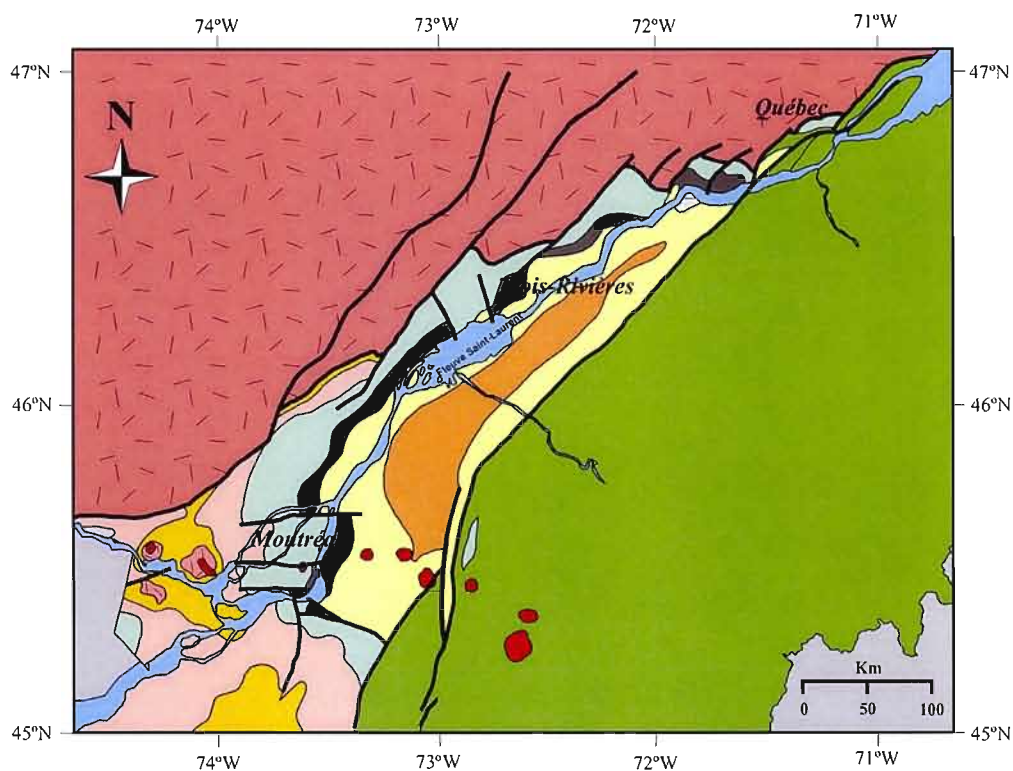
CHAPITRE I

LES BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT ET LA GÉOLOGIE DU RÉSERVOIR DE BÉCANCOUR

Dans ce chapitre, on caractérisera les roches encaissantes des saumures et les roches environnantes. On décrira premièrement les lithologies et la stratigraphie des Basses-Terres du Saint-Laurent ainsi que les événements géologiques qui les ont affectées. On discutera par la suite des unités réservoir et des roches mères des hydrocarbures de la région. Finalement, on décrira brièvement le réservoir de saumures de Bécancour, exploité par la société Junex Inc.

1.1 Géologie régionale

Les Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL) suivent l'axe du fleuve du Saint-Laurent et s'étendent d'Ottawa à Québec (Figure 1.1). Dans la région de Montréal, elles atteignent une largeur d'environ 120km, qui diminue vers le Nord-Est. Elles occupent une superficie approximative de 20 000 km² du territoire québécois et les séries sédimentaires qui la composent peuvent atteindre une épaisseur de 3000m (Globensky, 1987). Au Nord et Nord-Ouest, elles sont bordées par la Province de Grenville via une série de failles normales d'orientation N040 et N130. Les principaux événements géologiques ayant affecté ces roches sédimentaires sont les deux principales orogénies appalachiennes du Québec, soit les orogénies Taconienne (Ordovicien supérieur) et Acadienne (Dévonien) ainsi qu'un événement magmatique du Crétacé (ca. 124 Ma; Eby, 1984; Foland, 1986) associé à la mise en place des intrusions alcalines formant les Collines Montérégiennes. Les Basses-Terres du



Légende

Intrusions montégériennes

Province des Basses-Terres du Saint-Laurent

Groupe de Queenston

Groupe de Lorraine

Groupe d'Utica

Groupes de Chazy, Black River et Trenton

Groupe de Beekmantown

Groupe de Potsdam

Province des Appalaches

Province du Grenville

Figure 1.1 Carte géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent du Sud du Québec (modifié de Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, 2002).

Saint-Laurent se divisent en 2 domaines, soit le domaine autochtone et le domaine parautochtone. Ces roches sédimentaires cambro-ordoviciennes forment une séquence de marge passive et de bassin d'avant-pays.

1.2 Lithologies, stratigraphie et événements géologiques des Basses-Terres du Saint-Laurent

Les Basses-Terres du Saint-Laurent reposent en discordance sur le socle Grenvillien d'âge Protérozoïque principalement constitué de roches schisteuses à gneissiques de composition granitique (Clark et Globensky, 1976). L'épaisseur des Basses-Terres du Saint-Laurent varie de 1500m à 3000m. On retrouve, à la base, la séquence de plate-forme représentée par les groupes de Potsdam et Beekmantown. Au sommet, on reconnaît le bassin d'avant-pays constitué des groupes du Chazy, Black River, Trenton, Utica, Lorraine et Queenston (Hersi et al., 2002). Une coupe régionale des Basses-Terres du Saint-Laurent et du socle grenvillien est trouvée à la Figure 1.2 et permet d'évaluer les différentes épaisseurs des unités ainsi que de visualiser les principales failles de la région.

À la fin du Précambrien et au Cambrien précocé, une phase d'extension continentale s'amorce sur la marge laurentienne constituée de roches grenvilliennes. Cette extension crée une série de failles normales parallèles à l'axe du fleuve Saint-Laurent, connues sous le nom de système de rift de Saint-Laurent (Kumarapelli, 1985; Tremblay et al., 2003) et permet un apport en dépôts fluviaux, correspondant au Groupe de Potsdam, affleurant principalement dans le Sud-ouest du Québec. Il s'agit d'un grès fluvial à marin peu profond, provenant vraisemblablement de l'érosion du socle et déposé en discordance sur celui-ci (Salad Hersi et Lavoie, 2000). Son épaisseur est très variable et il se divise en 2 formations; à la base la Formation de Covey Hill, un grès arkosique d'âge Cambrien précocé (Sandford, 1993; Lavoie et al., 2003) qui atteint une épaisseur de 518m (Globensky, 1987), et au sommet la Formation de Cairnside, aussi d'âge Cambrien composée d'une arénite quartzreuse (Salad Hersi et Lavoie, 2000) qui ne dépasse pas 244m d'épaisseur (Globensky, 1987).

À l'Ordovicien précocé, une plate-forme carbonatée se développe lors de l'approfondissement de la marge, permettant le dépôt des dolomies et calcaires dolomitiques du Groupe de Beekmantown. Il est limité du Groupe de Potsdam par une discordance associée à une érosion subaérienne (Hersi et al., 2002). On associe le Beekmantown à un

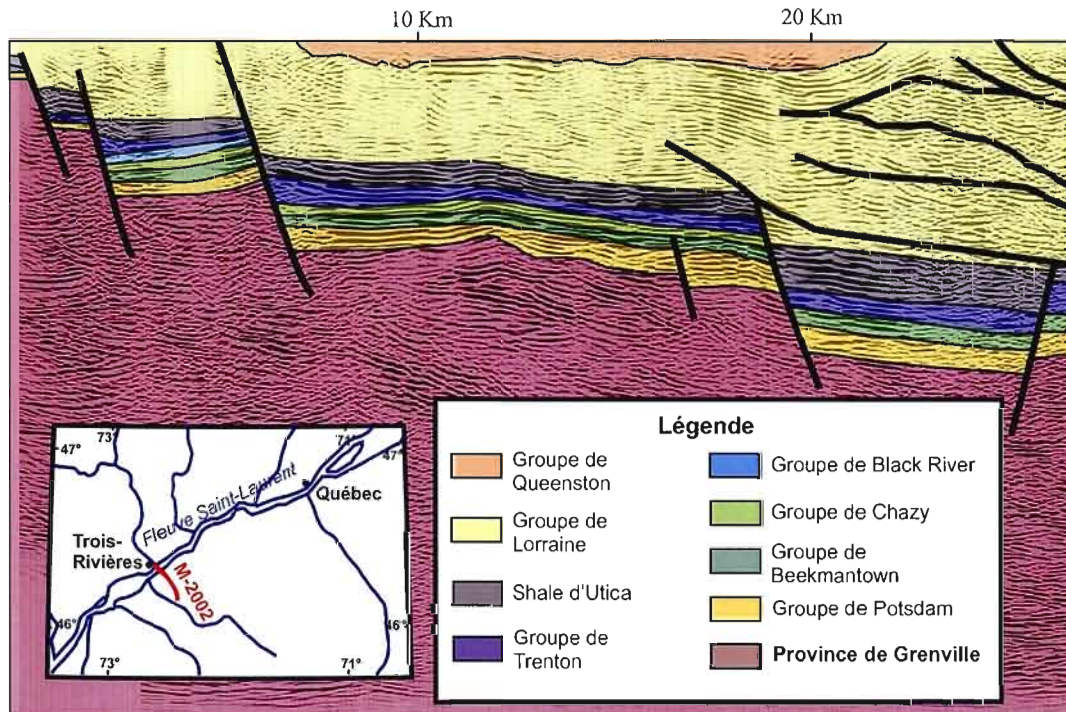


Figure 1.2 Profil sismique M-2002 avec interprétation géologique (modifié de Castonguay et al., 2006).

environnement subtidal à péritidal peu profond (Dykstra et Longman, 1995). Il atteint une puissance de 458m (Globensky, 1987) et se divise en 3 formations (Salad Hersi et al., 2003). À la base, la Formation de Theresa se compose d'un grès dolomitique et d'une dolomie. L'unité intermédiaire, la Formation de Beauharnois, comprend principalement de la dolomie gréseuse à cristalline tandis que la Formation de Carillon, l'unité sommitale, est caractérisée par un mudstone dolomitique. Ce groupe marque la fin de la sédimentation de la plate-forme sur la marge passive et une baisse importante du niveau marin associé à la transition entre les séries de Sauk et de Tippecanoe (Salad Hersi et al., 2003). La limite supérieure du Beekmantown est définie par une importante discontinuité, connue sous le nom de discordance de Saint-George ou de Knox. Elle est reconnue pour être liée au développement de certains réservoirs économiques d'hydrocarbures à Terre-Neuve (Cooper et al., 2001) et aux États-Unis (Mussman et al., 1986).

À la fin de l'Ordovicien inférieur (ca. 470 Ma), la convergence entre Laurentia et les terrains océaniques adjacents permet le dépôt de sédiments dans le bassin d'avant-pays. Le

Groupe de Chazy est alors déposé en discordance sur le Beekmantown. Il se compose d'une seule formation, la Formation de Laval qui ne dépasse pas 100m d'épaisseur. À la base, on retrouve un grès calcaireux à grains fins tandis qu'au sommet, il s'agit d'une alternance de calcaires et de shales bien stratifiés possédant de nombreux fossiles (Globensky, 1987; Séjourné et al., 2005).

Le Groupe de Chazy est suivi d'une régression marine reconnue par Salad Hersi et Dix (1999). Le développement subséquent du bassin permet la déposition d'un calcaire d'eaux plus profondes du Groupe du Black River, constitué de calcaires oolithiques de faible profondeur et de dolostones (Séjourné et al., 2005). D'une épaisseur maximale de 30m, il est divisé en 3 formations (Globensky, 1987); de la base au sommet : 1) la Formation de Pamélia composée principalement d'une dolomie grise; 2) la Formation de Lowville, un calcaire de couleur pâle à faune variée; et 3) la Formation de Leray, un calcaire gris foncé, lui aussi à faune variée.

Lavoie (1994; 1995) reconnaît une autre régression marine entre le Black River et son unité supérieure, le Groupe du Trenton. Celui-ci se divise en plusieurs formations qui portent des noms différents dépendamment des régions où on le retrouve. On ne s'attardera pas à énumérer les différences de ces divisions, mais décrivons plutôt le Trenton dans son ensemble. Il s'agit donc essentiellement d'un calcaire argileux gris, microcristallin à cristallin très fossilifère qui atteint jusqu'à 250m d'épaisseur (Globensky, 1987). De plus, Lavoie (1994; 1995) affirme que les variations d'épaisseur du Trenton seraient dues à des failles normales syn-sédimentaires, ce qui semble être confirmé par des données sismiques de réflexion (Séjourné et al., 2003). Vers le sommet de l'unité, on retrouve des lits de shales qui marquent la transition vers l'unité supérieure, soit le Groupe de l'Utica, un shale calcaireux noir à brun foncé. Les lits argileux du Trenton, ainsi que de l'Utica, proviendraient de l'érosion des nappes appalachiennes (Globensky, 1987), les dépôts de shales correspondant à un environnement marin profond. L'Utica, d'une épaisseur moyenne de 120m, peut atteindre jusqu'à 610m. Il est recouvert par le Groupe de Lorraine, associé à une baisse du niveau marin qui se compose d'un shale gris moyen à foncé, de grès, de siltstone et de calcaires interstratifiés (Globensky, 1987). Finalement, le Groupe de Queenston, une molasse composée de sédiments continentaux et subaériens tels que des shales rouges plus ou moins

verdâtres à contenu gréseux varié (Globensky, 1987) se trouve à la fin de la séquence sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent. Il est situé principalement dans le cœur du synclinal de Chambly-Fortierville.

On ne retrouve pas d'unités plus jeunes que l'Ordovicien supérieur dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, mais on sait, grâce à la brèche de diatrème de l'île Sainte-Hélène que des strates plus jeunes ont été érodées. En effet, on y retrouve des fragments de roches dévoniennes, similaires aux calcaires de l'Helderberg et de l'Oriskany situés dans l'État de New York (Globensky, 1987; Hofman, 1972).

Au Mésozoïque, l'ouverture de l'Océan Atlantique réactive probablement les failles préexistantes associées au système de rift du Saint-Laurent (Carignan et al., 1997; Tremblay et al., 2003). Il est difficile de contraindre les mouvements de failles puisqu'elles recoupent la totalité des séquences sédimentaires actuelles. Aussi, au Crétacé, les séries des Basses-Terres du Saint-Laurent sont recoupées par les plutons, dykes et sills des Collines Montérégiennes, une province ignée alcaline. Ces 9 intrusions, s'alignant suivant un axe approximatif ONO-ESE, sont constituées de plusieurs termes basiques à felsiques (granite et syénite) et de carbonatites, en passant par des gabbros et des diorites. On remarque que le contenu en silice, ainsi que leur taille augmentent de l'Ouest vers l'Est. Foland et al. (1986) ont daté, par méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, les intrusions Montérégiennes et ont obtenu des âges de $124 \pm 1\text{Ma}$, indiquant un seul évènement magmatique. Cependant, selon Eby (1984) les dykes associés à ces intrusions ont une période de mise en place beaucoup plus grande, soit de 139 Ma à 107 Ma. Aussi, certains auteurs (Duncan, 1984; Sleep, 1990) suggèrent que la chaîne des Montérégiennes résulte d'un magmatisme relié au déplacement vers l'Ouest de la plaque nord-américaine au-dessus d'un point chaud stationnaire, connu sous le nom du « New England Hotspot » ou « Great Meteor Plume ». La chaîne se poursuivrait vers l'Est en s'alignant avec un chaînon volcanique situé dans la plaine abyssale de Sohm, à l'ouest de la dorsale médio-atlantique. La formation du point chaud serait liée aux premières déchirures produites par la création du rift médio-atlantique il y a environ 180 Ma. Une récente étude géochimique (Rouilleau et Stevenson, 2009) indiquerait plutôt qu'une remontée du manteau asthénosphérique, associé à une plume éroderait progressivement le manteau lithosphérique produisant ainsi un manteau lithosphérique métasomatique. La fusion de la lithosphère est

reliée à la réactivation du paléo-rift d'Ottawa-Bonnechère lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique. Le rifting provoquerait une fusion par décompression du manteau lithosphérique et formerait ainsi le magma des intrusions Montérégiennes

Les derniers mouvements de faille des Basses-Terres ont été identifiés par Roden-Tice et Tremblay (2009), dans le cadre d'une étude de traces de fission sur des failles associées au rift du Saint-Laurent. Ils ont identifié et daté un mouvement inverse plus jeune que 150 Ma impliquant une compression de direction NO-SE.

1.3 Pétrole et gaz

Depuis longtemps, les Basses-Terres du Saint-Laurent ont été considérées pour leur potentiel en hydrocarbures. Globensky (1972) a recensé les puits profonds, soit plus de 150 mètres, et peu profonds forés de 1860 à 1970 où des hydrocarbures et/ou saumures ont été retrouvés. D'après son étude, le pétrole observé dans les puits profonds se situe surtout dans le Groupe du Trenton. Toutefois, des traces d'huile peuvent être présentes dans d'autres unités qui sont, en ordre décroissant du nombre d'indices identifiés: l'Utica, le Black River, le Chazy, le Beekmantown et le Potsdam. Pour ce qui est du gaz, il est trouvé plus fréquemment dans le Trenton, mais aussi dans le Potsdam, le Beekmantown, le Chazy, le Black River, le Lorraine et l'Utica, encore une fois en ordre décroissant d'importance. Il est à noter que les zones de contact Trenton–Utica, Black-River–Trenton et Potsdam–Beekmantown renferment beaucoup d'indices en gaz. Pour les puits peu profonds, du gaz est localement présent dans la zone de contact Utica–Lorraine mais surtout dans les dépôts quaternaires sus-jacents. Il est vraisemblable que les indices trouvés dans les dépôts non consolidés trouvent leur source dans l'Utica, le Lorraine ou encore dans le Trenton (Globensky, 1972). Ainsi, Ryder et al. (1998) considèrent l'Utica comme étant la roche mère du gaz et du pétrole trouvé dans des roches réservoirs cambriennes et ordoviciennes des Basses-Terres du Saint-Laurent.

Selon Globensky (1972), les saumures des Basses-Terres du Saint-Laurent retrouvées dans certains puits profonds, sont principalement encaissées dans le Trenton et le Potsdam mais on peut en retrouver dans toute la séquence sédimentaire. On a aussi pompé des eaux

salines dans des puits peu profonds, principalement dans les sédiments quaternaires mais aussi dans l'Utica et le Lorraine.

Les deux seuls gisements économiques de gaz situés dans les Basses-Terres du Saint-Laurent sont celui de Pointe-du-Lac, près de Trois-Rivières et celui de St-Flavien, près de la ville de Québec. Le réservoir de Pointe-du-Lac, aujourd'hui épuisé, est encaissé dans des dépôts glaciaires quaternaires (Lamothe, 1993). Le gisement de St-Flavien, situé dans la zone allochtone des Basses-Terres du Saint-Laurent est relié à la mise en place des nappes appalachiennes (Béland et Morin, 2000; Bertrand et al., 2003). Le réservoir est trouvé dans le Groupe du Beekmantown, avec une porosité inter-cristalline et à structure cellulaire (vuggy porosity) ou encore dans les fractures. On suppose que ces fractures se sont développées principalement durant l'orogénie taconienne (Bertrand et al., 2003).

1.4 Géologie du réservoir de Bécancour

La municipalité de Bécancour se situe sur la rive sud du Saint-Laurent, vis-à-vis la ville de Trois-Rivières. C'est l'exploration en hydrocarbures dans la région qui a permis l'implantation de forages, aujourd'hui appartenant à la société Junex Inc. Même si, à ce jour, aucune accumulation économique d'hydrocarbures n'a été identifiée, des zones réservoirs ont été reconnues et nombre d'entre-elles contenaient des saumures à salinité variable. Les quantités de ces saumures et du gaz associé diffèrent d'un puits à l'autre. Le Chapitre II discute plus précisément de la géochimie et de l'origine possible de ces saumures. Dans les sections suivantes, la stratigraphie des puits sera présentée ainsi que le contexte structural des zones réservoirs.

Les puits de la région de Bécancour recoupent la séquence sédimentaire des Basses-Terres. Aucun forage ne recoupe le Queenston et un seul puits, soit Soquip-Pétrofina Bécancour #2, rejoint le socle grenvillien (Figure 1.3). La stratigraphie complète des puits peut être trouvée à la Figure 1.3, les données provenant des rapports de forages, accessibles au public. Les zones réservoirs de saumures et de gaz se situent dans des dômes limités par des failles N-S et SO-NE. À la Figure 1.4, on observe la carte gravimétrique de la région où ces dômes sont observables. De plus à la Figure 1.5, on observe les diverses structures

régionales identifiées par Junex qui influencent la position des réservoirs possibles de gaz. On remarque que les zones réservoirs sont délimitées principalement par les failles SO-NE.

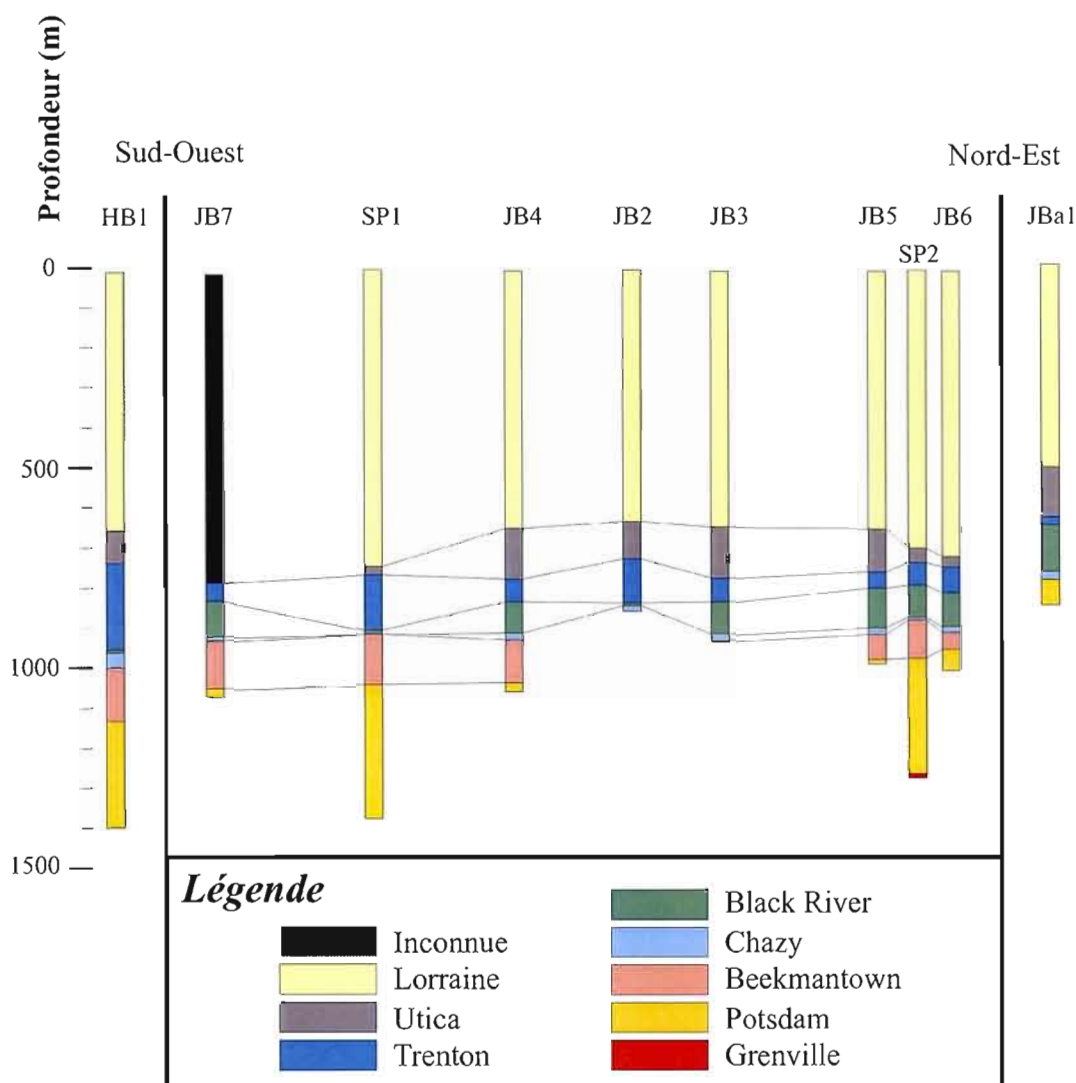


Figure 1.3 Stratigraphie des puits de la région de Bécancour. Les puits HB1 et JBa1 ont été rajoutés afin de comparés avec d'autres réservoirs de la région. La localisation des puits peut être trouvée à la Figure 1.5 (HB1 : Husky-Bruyère Sainte-Angele #1; JB7 : Junex Bécancour #7; SP1 : Soquip Pétrofina Bécancour #1; JB4 : Junex Bécancour #4; JB2 : Junex Bécancour #2; JB3 : Junex Bécancour #3; JB5 : Junex Bécancour #5; SP2 : Soquip Pétrofina Bécancour #2; JB6 : Junex Bécancour 6; JBa1 : Junex Batiscan #1).

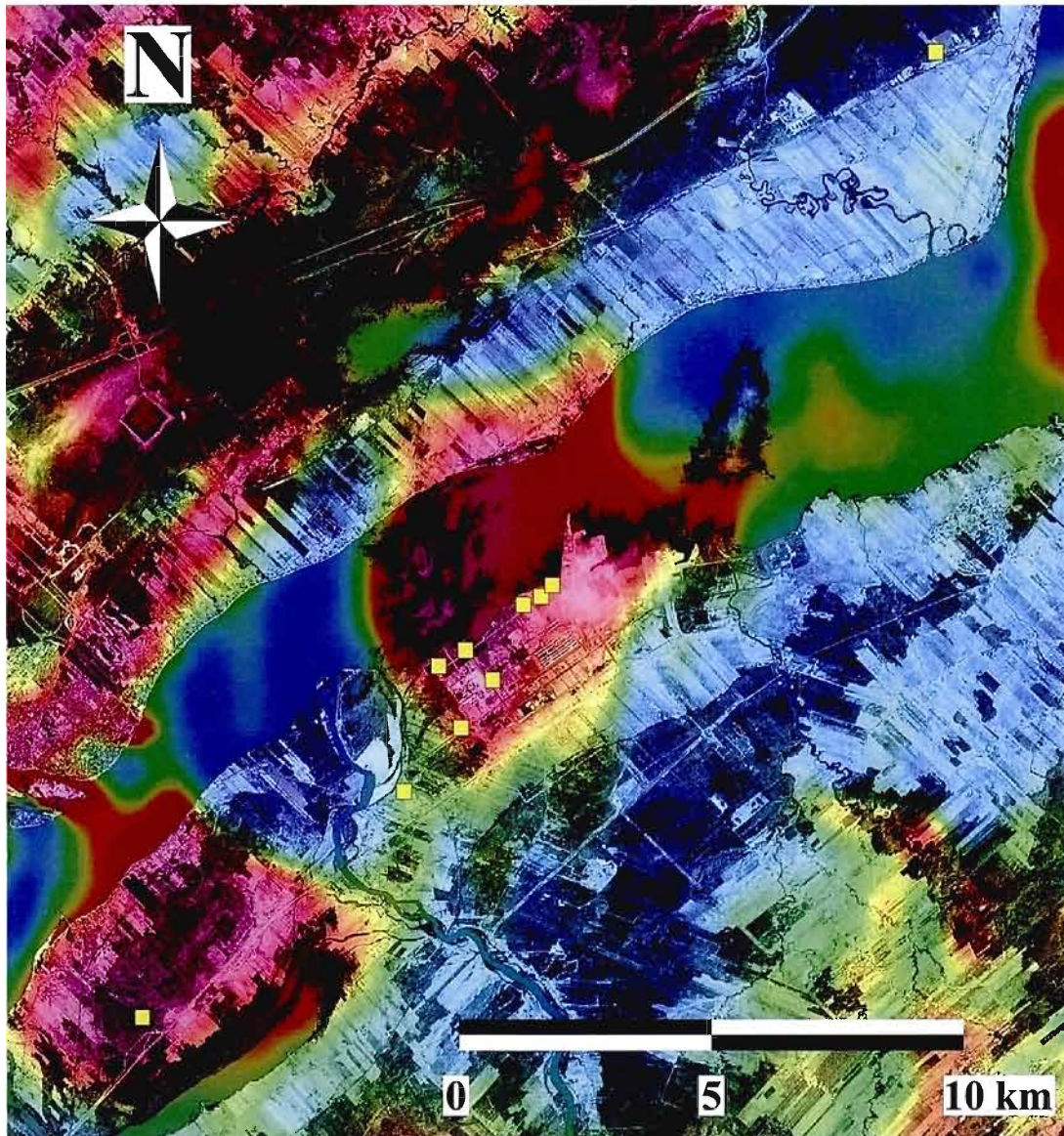


Figure 1.4 Carte gravimétrique de la région de Bécancour. On remarque des formes circulaires, présentant des structures en dôme. Les carrés jaunes sont les puits de Junex Inc.

1.5 Conclusion

Les Basses-Terres du Saint-Laurent se constituent d'une série de grès, calcaires, shales et siltstones. Elles ont été principalement déformées par les diverses orogènes appalachiennes, mais aussi localement par les intrusions Montérégiennes du Crétacé. Dans les unités des Basses-Terres du Saint-Laurent on retrouve des accumulations de saumures et

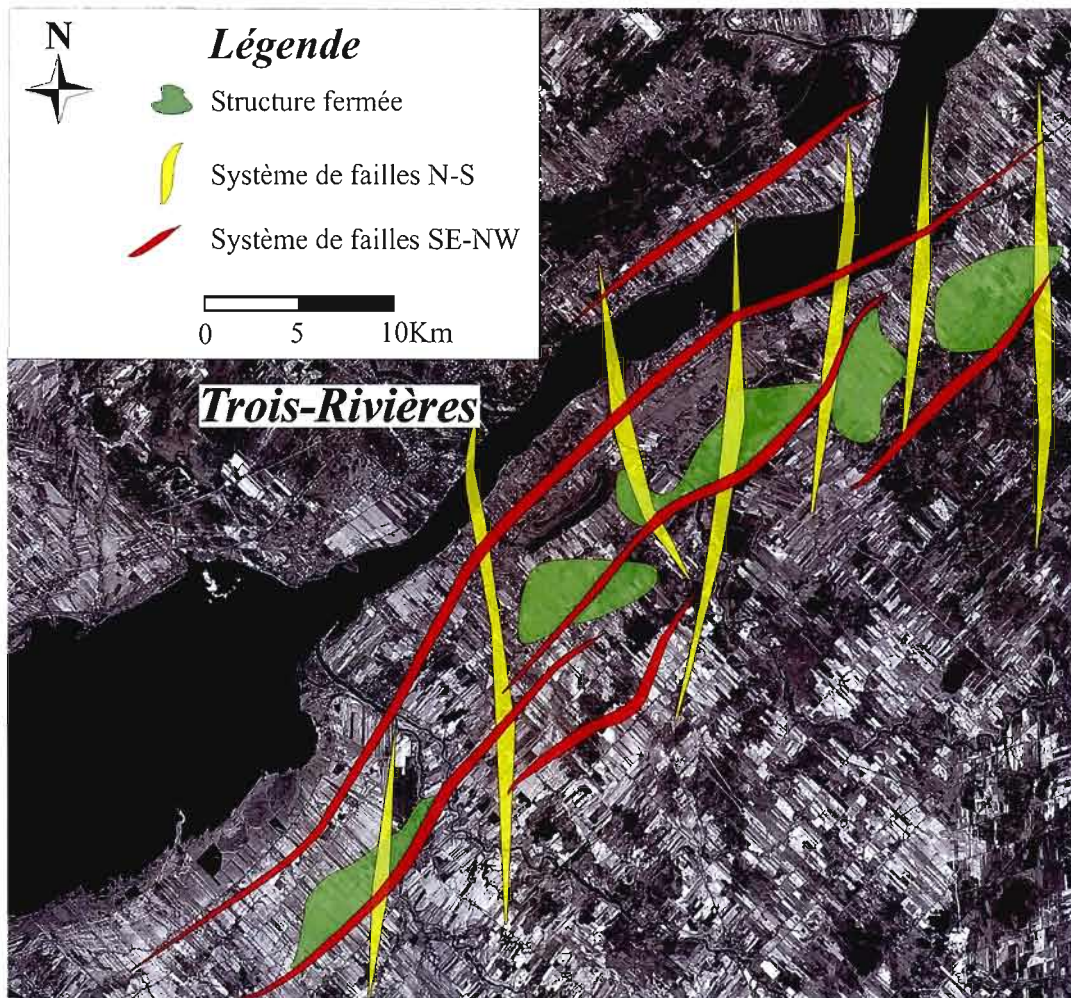


Figure 1.5 Carte des pièges structuraux des zones réservoirs pour le gaz de la région de Bécancour établie par Junex Inc. Les accumulations de gaz ont tendance à se retrouver dans des dômes limités par des séries de failles N-S et SE-NW (modifié de Junex Inc., 2008)

de gaz naturel. Le seul réservoir économique de gaz naturel trouvé dans ces séries sédimentaires, soit celui de St-Flavien, est formé de porosité inter-cristalline et à structure cellulaire ou encore dans les fractures. Celles-ci se seraient développées principalement durant l'orogénie taconienne.

CHAPITRE II

GÉOCHIMIE DES SAUMURES DU RÉSERVOIR DE BÉCANCOUR

Dans ce chapitre on décrira brièvement les caractéristiques géochimiques de fluides circulant dans les bassins sédimentaires nord-américains et dans les socles précambriens, en particulier les boucliers canadien et fennoscandien. On comparera ensuite les caractéristiques chimiques des saumures de Bécancour à celles de ces deux types environnements (sédimentaire et cristallin). On tentera ainsi de déterminer l'origine de ces fluides.

Les saumures du réservoir de Bécancour sont des eaux très salines contenant jusqu'à 10 fois la quantité en sels de l'eau de mer (soit 35g/L). Elles résident dans la séquence sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent, à proximité de failles profondes recoupant le socle Grenvillien et possèdent plusieurs caractéristiques géochimiques similaires à celles de fluides circulant dans les environnements cristallins. Malgré le fait que les saumures étudiées dans le cadre de cette maîtrise soient associées à des accumulations de gaz naturel, et que présentement l'exploration gazière est très active dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, aucune étude n'a été réalisée sur l'origine de ces saumures.

2.1 Fluides circulant dans les bassins sédimentaires

Les compositions des fluides provenant de bassins sédimentaires, communément appelés « eaux de formation » découlent généralement d'une eau de mer qui a plus ou moins interagit avec son encaissant. À quelques exceptions près, l'ion dominant trouvé dans ce type de fluide est le sodium suivi par le calcium. L'anion principal est le chlore provenant principalement

de la dissolution d'évaporite (Kharaka et al., 1985; Land, 1997) et d'une infiltration d'une eau de mer évaporée suivie d'un piégeage de celle-ci (Moldovanyi et Walter, 1992). On observe à la Figure 2.1, les relations des divers cations trouvés dans des eaux sédimentaires versus la concentration en chlore (Hanor, 2001). On remarque les pentes caractéristiques de 1 :1 (potassium et le sodium) ou de 2 :1 (magnésium, calcium et strontium), associées à la charge du cation.

La dissolution de la halite et le piégeage et/ou infiltration d'eau de mer semblent être les principaux processus menant à l'augmentation en concentration de sodium et chlore, spécialement pour les saumures hypersalines associées à des évaporites (Kharaka et Hanor, 2003). L'albitisation des plagioclases, c'est-à-dire l'altération de l'andésine en albite, permet aussi de concentrer le calcium dans le fluide tout en diminuant le contenu en sodium (Kharaka et Hanor, 2003). Ce mécanisme suppose cependant que les eaux ont circulé dans une roche riche en plagioclases, impliquant un passage dans un environnement cristallin felsique. Un autre processus important qui implique une variation de la composition en ions majeurs est la dolomitisation des calcaires, qui permet une augmentation de la teneur en calcium et une diminution du contenu en magnésium. De nombreuses études (Bottomley et al., 2005; Davies et Smith, 2006; Smith, 2006; Lavoie et Chi, 2009) ont été effectuées sur des dolomie hydrothermales qui résulteraient du passage de fluides hydrothermaux dans le socle ou dans un grès de base suivi d'une migration verticale de ces mêmes fluides via des failles pour atteindre leur réservoir actuel.

Le modèle présenté ci-dessous a été proposé par Davies et Smith (2006); des fluides chauds dolomitiserait le carbonate encaissant et créeraient ainsi une porosité secondaire (fractures, porosité à structure cellulaire ou «vuggy porosity», porosité intercristalline accrue par dissolution du ciment). Le réservoir ainsi développé servirait alors de piège pour les hydrocarbures (Davies et Smith, 2006).

Les systèmes hydrothermaux associés à des dolomies tendent à se produire là où le flux thermique est élevé (Nelson et al., 2002), souvent dans des zones en extension, en décrochement ou encore aux intersections de ces 2 types de structures. On considère généralement que le passage des fluides est contemporain au mouvement des failles (Davies et Smith, 2006).

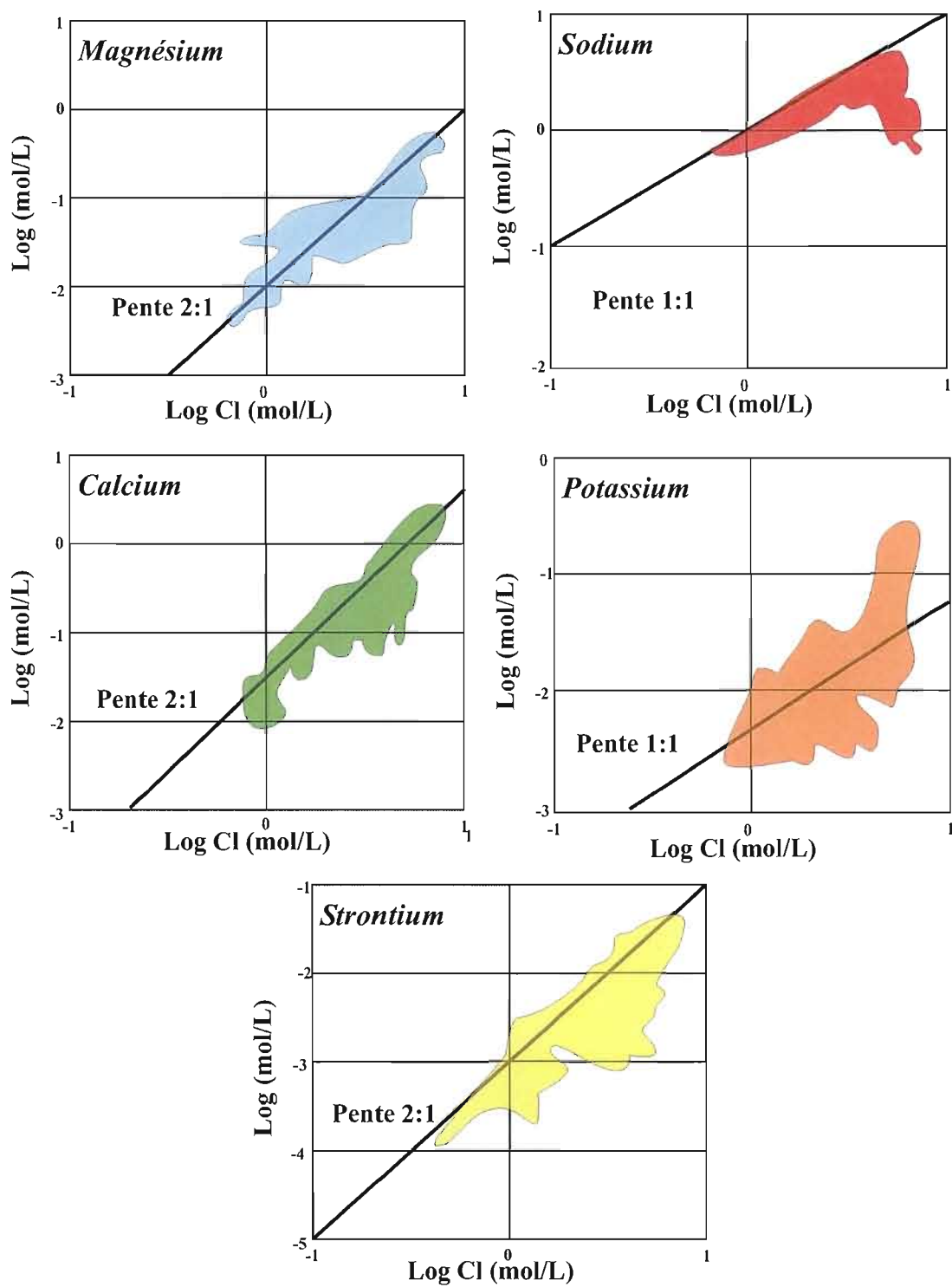


Figure 2.1 Champs de concentrations des principaux cations trouvés dans les saumures de bassins sédimentaires en fonction du chlore (modifié de Hanor, 2001).

Toujours d'après le modèle de Davies et Smith (2006), on reconnaît en sismique-réflexion 2-D et 3-D, une zone de dolomitisation marquée par un affaissement (« sag » en anglais). Au-dessus de ces zones d'affaissement, on retrouve généralement une unité peu perméable de shale ou de calcaire argileux qui agit comme couche de couverture (cap-rock). Ce « cap rock » favorise une migration horizontale de fluide qui permet de développer une porosité sur une plus grande étendue et donc l'agrandissement du réservoir. Ces lithologies permettent aussi de maintenir une pression élevée dans le réservoir sous-jacent. Ces structures, observées en sismique, peuvent aussi indiquer un âge relatif de formation du réservoir, qui est généralement contemporain d'un mouvement de faille et d'une migration de fluides. En effet, on peut généralement supposer que les derniers mouvements tectoniques sont plus anciens que les lithologies non déformées qui remplissent la dépression. Dans le cas du Trenton et du Black River dans l'État de New York, on suppose que le remplissage des zones d'affaissement s'est effectué pendant l'Ordovicien supérieur (Smith, 2006).

Une des caractéristiques de la dolomitisation hydrothermale est la présence de dolomie baroque (Kretz, 1992). Elle peut se développer dans des cavités ou remplacer un minéral de la matrice. Lorsqu'elle remplit un vide, elle se caractérise par des surfaces courbées, suggérant un taux de précipitation rapide, ce qui permet aussi à la dolomie de piéger de nombreuses inclusions fluides lui conférant alors une couleur blanchâtre.

Les températures d'homogénéisation des inclusions fluides dans les dolomies hydrothermales sont généralement de l'ordre de 100-180°C mais peuvent atteindre des températures de 235°C (Davies et Smith, 2006). On mesure aussi des salinités de l'ordre de 3 à 8 fois celle de l'eau de mer (35 g/L), ce qui implique que la dolomitisation résulte du passage d'une saumure, normalement définie par une salinité de l'ordre de 100 g/L (Kharaka et Hanor, 2003). On considère généralement que ces saumures auraient interagi avec de l'eau de mer et/ou de l'eau douce. Une des grandes problématiques en ce qui concerne l'origine des dolomies hydrothermales est de déterminer la source de l'enrichissement en magnésium nécessaire à une dolomitisation de cette envergure (Davies et Smith, 2006). On trouve généralement 3 sources pouvant procurer une grande quantité de Mg^{2+} : 1) les roches mafiques ou ultramafiques (Lavoie et Chi, 2009), 2) les évaporites et 3) les dépôts de

magnésite (Smith et Davies, 2006). Par la suite, des interactions eau-roche peuvent modifier de façon importante la composition chimique des fluides (Frape et al., 2003).

Les données isotopiques des inclusions fluides des dolomies nous renseignent sur l'origine des fluides hydrothermaux. Des valeurs appauvries en ^{18}O des fluides indiquent un fractionnement thermique alors que des valeurs élevées de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ suggèrent une interaction du fluide avec un socle cristallin ou avec des sédiments silicoclastiques riches en argiles et/ou en feldspaths. Le modèle génétique généralement présenté (Davies et Smith, 2006) suggère que le fluide a migré horizontalement dans un grès de base poreux ou un socle fracturé et ensuite verticalement via des failles profondes recoupant ce grès et/ou ce socle (Davies et Smith, 2006).

En interprétant les résultats géochimiques provenant du Trenton et du Black River de l'État de New York et en observant les structures profondes en sismique, Smith (2006) a proposé un modèle pour les réservoirs trouvés dans ces deux unités (Figure 2.2). Il propose que les fluides aient circulé horizontalement dans le grès de Potsdam et ont ensuite accédé aux réservoirs calcaires lors de mouvements de failles enracinées dans le socle grenvillien et réactivées lors de la sédimentation paléozoïque. Une couche imperméable argileuse du Trenton empêcha ensuite la migration du fluide vers la surface, permettant ainsi la dolomitisation du calcaire sous-jacent. Avec la déposition de l'Utica, de nouvelles failles synsédimentaires se sont développées, permettant l'arrivée de nouveaux fluides hydrothermaux qui développèrent la porosité du réservoir. Smith (2006) considère que la migration d'hydrocarbures à leur position actuelle se serait produite vers la fin du Paléozoïque.

2.2 Fluides circulant dans les environnements cristallins

Des fluides sont fréquemment trouvés dans des roches cristallines mais la source de ces fluides est méconnue et les processus menant à leur salinité élevée sont encore incompris (Frape et al., 2003). On s'intéresse cependant de plus en plus à ces fluides puisqu'ils nous renseignent sur les vitesses d'écoulement dans des roches à faible perméabilité qui sont aujourd'hui la cible pour l'enfouissement de déchets nucléaires (Starinsky et Katz, 2003;

Bottomley et al., 2003; Gascoyne et Laaksoharju, 2008) ainsi que pour le stockage de CO₂ (Kharaka et al., 2006; Ghomian et al., 2008)

Les salinités des fluides trouvés dans des environnements cristallins varient grandement (0.1 à 370 g/L). En général, les cations principaux sont calcium, sodium et parfois magnésium qui sont balancés par des anions de chlore et sulfate. La salinité élevée pourrait être expliquée par l'incorporation de molécules d'OH⁻ par des amphiboles ou phyllosilicates,

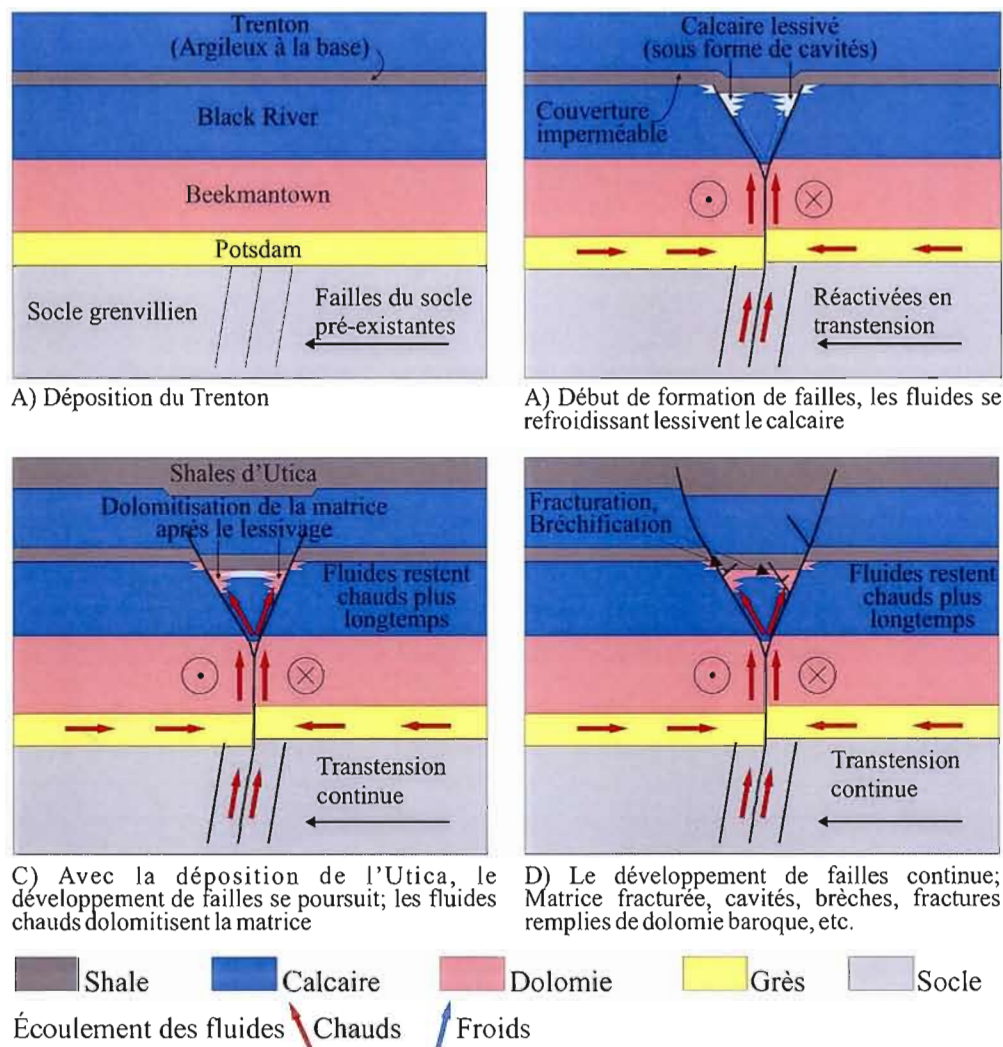


Figure 2.2 Schéma présentant le modèle présenté par Smith (2006) permettant d'expliquer la dolomitisation des calcaires du Nord-est des États-Unis.

éliminant ainsi une fraction de l'eau sous forme liquide et augmentant la proportion de sels (Kullerød, 2000). Le type de roches encaissantes a aussi un effet direct sur la composition chimique du fluide. Une roche granitique ou felsique est généralement l'encaissant d'une eau dominée par Na, Ca et Mg tandis que des eaux dominées par Ca, Mg et Na se retrouvent le plus souvent dans des roches mafiques (Frape et al., 1984). La salinité peut aussi être influencée par la composition originelle du fluide qui peut varier d'une eau douce, à une eau de mer plus ou moins évaporée, à une évaporite diluée (Kharaka et Hanor, 2003).

Dans les fluides peu salins et de faible profondeur, il est fréquent de retrouver des compositions isotopiques en oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$) et en deutérium (δD) similaires à la moyenne annuelle des précipitations (Frape et al., 2003). Pour les eaux à salinité élevée circulant dans des roches cristallines, les compositions isotopiques se situent souvent au-dessus de la droite globale des eaux météoriques. Fritz et Frape (1982) considèrent que ces valeurs sont dues à l'hydratation de certains minéraux dans des environnements sous-saturés en eau.

Beaucoup d'études se sont penchées sur la composition isotopique en strontium des fluides trouvés dans des roches cristallines (Smalley et al., 1988; McNutt et al., 1990; Négrel et al., 2001). Plusieurs facteurs peuvent influencer le rapport isotopique en strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), tels que : les rapports initiaux Rb/Sr et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la roche et de l'eau, le temps de résidence de l'eau ainsi que le rapport eau-roche (McNutt et al., 1990). Cependant, lorsque les valeurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dépassent celle de l'eau de mer phanérozoïque qui varie entre 0.7065 et 0.7090 (Burke et al., 1982), on peut supposer qu'une grande part du strontium, et donc de la salinité, dérive d'une interaction entre l'eau et la roche (Figure 2,7).

2.3 Les saumures du réservoir de Bécancour

Parmi les saumures trouvées dans un grand nombre de puits des Basses-Terres du Saint-Laurent (Globensky, 1972), les plus salines se retrouvent dans la région de Bécancour. Ces saumures sont de type Ca-Na-Cl ou Na-Ca-Cl et peuvent atteindre des salinités de l'ordre de 340 g/L, correspondant à 10 fois la salinité de l'eau de mer (Tableau 2.1). Dans la section qui suit, on comparera les compositions en ions majeurs et les données d'isotopes stables des saumures de Bécancour avec les données de la littérature des fluides de bassins sédimentaires

Tableau 2.1

Tableau des données d'ions majeurs.

*Les résultats sont moyennés et les écarts-types sont indiqués sous les valeurs.**Les résultats sont donnés en mol/L.*

Puits	Ca	Cl	K	Mg	Na
<i>Bald Mountain Batiscan #1</i>	0.131 <i>0.041</i>	1.070 <i>0.641</i>	0.009 <i>0.000</i>	0.051 <i>0.033</i>	0.779 <i>0.621</i>
<i>Husky-Bruyère Saint-Angèle #1</i>	1.537 <i>0.213</i>	5.430 <i>0.436</i>	0.051 <i>0.005</i>	0.066 <i>0.008</i>	2.316 <i>0.260</i>
<i>Junex-Batiscan #1</i>	0.344 --	1.890 --	0.009 --	0.035 --	0.536 --
<i>Junex-Bécancour #2</i>	0.786 <i>0.159</i>	3.526 <i>0.598</i>	0.016 <i>0.006</i>	0.249 <i>0.009</i>	1.196 <i>0.400</i>
<i>Junex-Bécancour #3</i>	0.898 <i>0.188</i>	3.032 <i>0.482</i>	0.014 <i>0.002</i>	0.152 <i>0.021</i>	1.272 <i>0.242</i>
<i>Junex-Bécancour #6</i>	0.786 <i>0.053</i>	4.372 <i>0.598</i>	0.018 <i>0.002</i>	0.319 <i>0.015</i>	1.240 <i>0.338</i>
<i>Junex-Bécancour #7</i>	0.599 --	-- --	0.013 --	0.313 --	1.261 --
<i>Soquip-Pétrofina-Bécancour #1</i>	0.848 --	2.680 --	0.130 --	0.107 --	0.326 --
<i>Soquip-Pétrofina-Bécancour #2</i>	1.310 <i>0.284</i>	4.276 <i>0.549</i>	0.022 <i>0.008</i>	0.058 <i>0.030</i>	1.388 <i>0.395</i>

(Kharaka et Hanor, 2003) et des fluides circulant dans des environnements cristallins (Frape et al., 2003).

La Figure 2.3 présente les concentrations en sodium et en chlore reportées dans la littérature et les valeurs obtenues sur des saumures de Bécancour. On remarque tout d'abord que les fluides provenant d'environnements sédimentaires ont des concentrations en sodium plus élevées que ceux circulant dans des environnements cristallins mais que les deux trajectoires définies sur le graphique sont parallèles. De plus, les concentrations en environnements sédimentaires suivent parfaitement la trajectoire de l'évaporation d'eau de

mer jusqu'à la précipitation de halite, les concentrations des fluides des deux types d'environnements ne surpassant jamais celles de la trajectoire d'évaporation de l'eau de mer. Finalement, on observe que certaines des saumures de Bécancour font partie du groupe des fluides les plus salins, situé à l'intersection des deux types de fluides. Les saumures de Bécancour moins salines ont tendance à se rapprocher de la trajectoire des fluides circulant dans les environnements cristallins.

D'après les corrélations des compositions en chlore et en sodium, la totalité des fluides d'origine sédimentaire ou cristalline semble provenir d'une eau de mer évaporée ou diluée. En effet, la composition des fluides sédimentaires moins salins que l'eau de mer résulterait probablement d'une dilution par des eaux météoriques, tandis que les eaux sédimentaires plus salines que l'eau de mer proviendraient d'une évaporation. Pour expliquer les concentrations

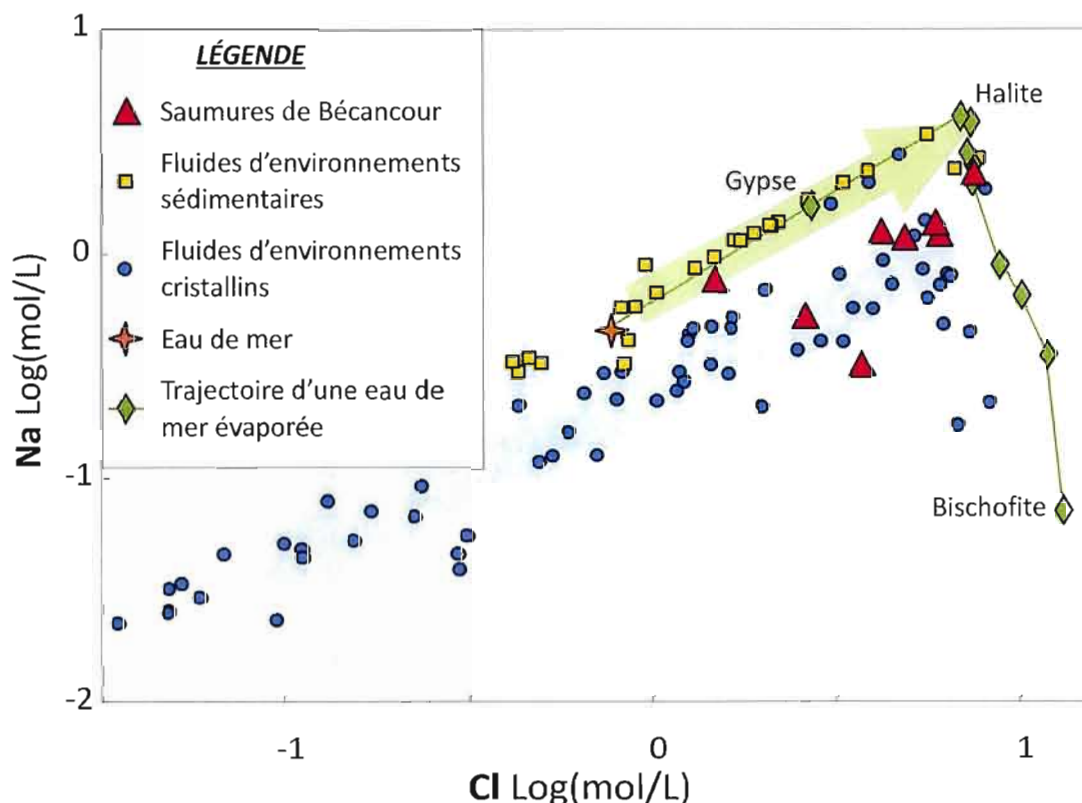


Figure 2.3 Concentrations en sodium versus celle en chlore des saumures de Bécancour. On retrouve aussi les concentrations de fluides d'environnements sédimentaires (Kharaka et Hanor, 2003) et cristallins (Frape et al., 2003), de l'eau de mer et de la trajectoire d'une eau de mer évaporée (Fontes et Matray, 1993). Les flèches bleues indiquent une dilution tandis que la flèche verte indique une phase d'évaporation.

de fluides trouvés dans des environnements cristallins, il suffit de diluer les eaux sédimentaires les plus salines avec des eaux météoriques. En conclusion, la totalité des compositions de la Figure 2.3 peut être obtenue par une série de processus impliquant l'évaporation de l'eau de mer et sa dilution par des eaux météoriques.

À la Figure 2.4, on retrouve les concentrations de calcium versus celle du chlore. On observe que les compositions en calcium des eaux circulant en environnements cristallins, de même que les saumures de Bécancour, se positionnent au-dessus de la tendance des fluides sédimentaires, et présentent donc une concentration en calcium plus élevée. De plus, les concentrations de la trajectoire d'évaporation de l'eau de mer sont inférieures à toutes les autres compositions. Les saumures de Bécancour se positionnent avec les fluides les plus concentrés en ions majeurs, tel qu'observé pour le sodium. Elles ont aussi tendance à s'aligner sur des fluides provenant d'environnement cristallins. Enfin, les fluides sédimentaires et cristallins semblent se rencontrer en un point commun, là où les fluides sont les plus concentrés en sels.

Pour expliquer l'enrichissement en calcium des eaux dans les environnements sédimentaires et cristallins, on doit invoquer un processus autre que la seule évaporation de l'eau de mer. En effet, une eau de mer qui se dilue ou qui s'évapore jusqu'à la précipitation de gypse, peut produire des fluides sédimentaires de faible concentration et ceux de concentration moyenne. Cependant, après la précipitation du gypse, la trajectoire de l'eau de mer tend vers des concentrations plus faibles en calcium, une variation inverse de celle des fluides circulant dans les environnements cristallins. On invoque donc une interaction eau-roche qui crée un enrichissement en calcium. Puisque celui-ci n'est observable que dans les environnements sédimentaires, la dolomitisation semble donc être le seul mécanisme possible. Cette réaction permettrait aussi d'expliquer pourquoi les fluides sédimentaires de composition moyenne ne se situent pas parfaitement sur la droite tracée par la majorité des fluides sédimentaires mais légèrement au-dessus. Les fluides s'enrichissent donc en calcium par dolomitisation jusqu'à un certain point et se diluent par la suite pour donner toute la variété de composition des fluides circulant dans les environnements cristallins.

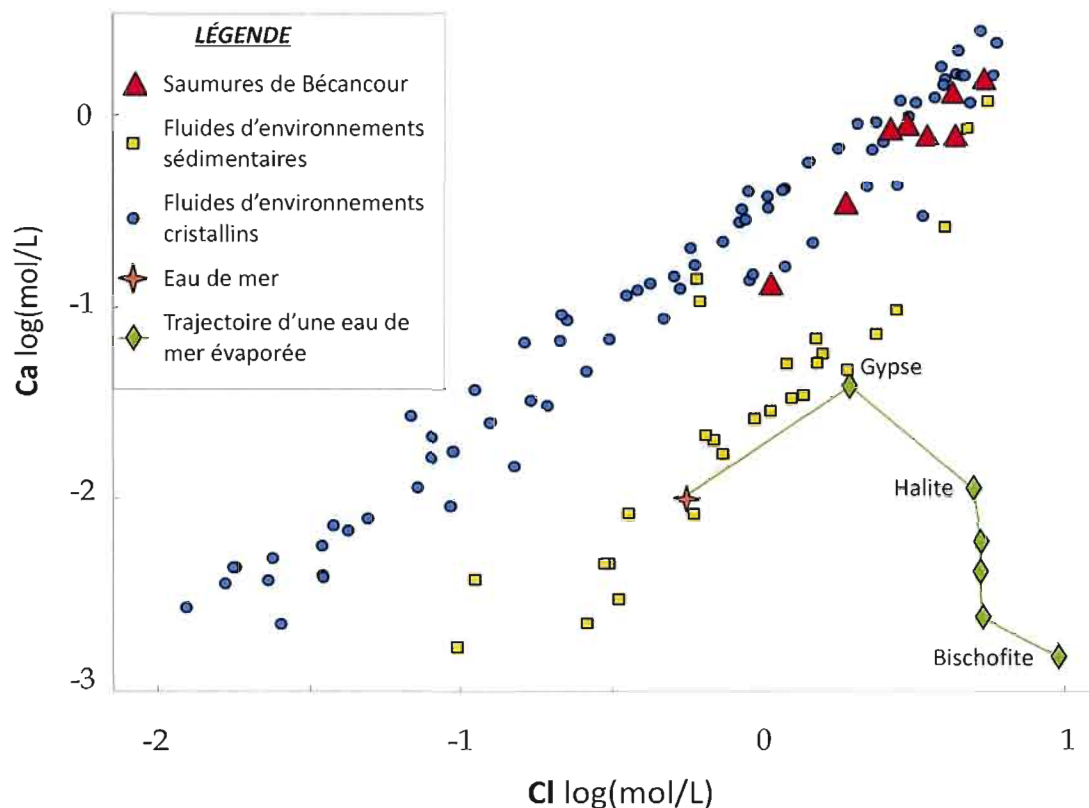


Figure 2.4 Concentrations en sodium versus celle en chlore des saumures de Bécancour, de fluides d'environnements sédimentaires (Kharaka et Hanor, 2003) et cristallins (Frape et al., 2003), de l'eau de mer et de la trajectoire d'une eau de mer évaporée (Fontes et Matray, 1993). Les flèches bleues indiquent une dilution tandis que la flèche rouge indique un enrichissement en calcium, probablement associé à une dolomitisation.

Des analyses de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ ont été réalisées pour les puits Husky-Bruyère Sainte-Angèle #1 et Soquip-Pétrofina Bécancour #2 (Tableau 2.2). Une analyse a aussi été effectuée à l'Environmental Isotope Laboratory de l'université de Waterloo. On observe que les données des 2 puits analysés se positionnent au-dessus de la ligne globale météorique, tel que constaté pour les fluides circulant dans des environnements cristallins (Figure 2.5). La ligne globale météorique représente la relation moyenne entre les isotopes d'hydrogène et d'oxygène pour les eaux terrestres provenant de précipitations. Des eaux résultant d'évaporation ou d'un mélange avec de l'eau de mer évaporée se situent généralement sous cette courbe (Kharaka et Hanor, 2003). D'après Frape et al. (1984), des fluides profonds avec des compositions isotopiques d'oxygène et hydrogène similaires seraient d'origine hydrothermale, magmatique ou métamorphique. Leur positionnement au-dessus de la droite globale météorique est attribué aux réactions d'hydratation d'argiles dans un environnement

Tableau 2.2

Tableau des données isotopiques des saumures de Bécancour.
Les résultats sont moyennés et les écarts-types sont indiqués sous les résultats.

<i>Puits</i>	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	^{238}U	^{226}Ra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>Husky-Bruyère Saint-Angèle #1</i>	-6.6842 0.1794	-23.4358 2.1027	0.1285	215.35	0.71214 0.00002
<i>Junex Bécancour #2</i>	--	--	--	--	0.71062 0.00002
<i>Junex Bécancour #3</i>	--	--	--	--	0.71094 0.00002
<i>Soquip-Pétrofina Bécancour #2</i>	-7.2675 0.0884	-31.2413 0.0619	0.0168		0.71119 0.00002

appauvri en eau. Aussi, des échanges avec H_2S et hydrocarbures peuvent aussi induire les valeurs à se positionner au-dessus de la droite globale météoritique. À la Figure 2.6 on retrouve l'ensemble des phénomènes naturels affectant les compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$.

Des analyses de ^{238}U ont été effectuées sur les saumures des puits SOQUIP Pétrofina #2 et Husky-Bruyère #1 au laboratoire des isotopes radiogéniques du GÉOTOP-UQAM. On remarque que ces valeurs sont extrêmement faibles (Tableau 2.1). Des analyses de radium ont été effectuées simultanément à celles d'uranium et sont très enrichies. La teneur en uranium extrêmement faible indiquerait un milieu très réduit (B. Ghaleb, communication personnelle). Dans ces conditions, l'uranium est très peu soluble et il est soustrait de la phase aqueuse par précipitation sur la phase solide. Par conséquent, la phase aqueuse devient très pauvre en uranium. Des conditions redox élevées empêchent également l'utilisation du rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ comme chronomètre. M. Ghaleb considère aussi que les teneurs élevées en ^{226}Ra trouvées ne peuvent dériver d'eaux météoritiques et propose une origine hydrothermale.

Les analyses de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été effectuées à l'United States Geological Survey, à la division Water Resources (Tableau 2.1). En ce qui concerne le rapport isotopique du strontium, les valeurs de Bécancour sont significativement plus élevées que celle de l'eau de mer (Figure 2.7), indiquant une probable interaction entre ces saumures et des silicates anciens. En effet, les données de strontium des saumures de Bécancour présentent un enrichissement en

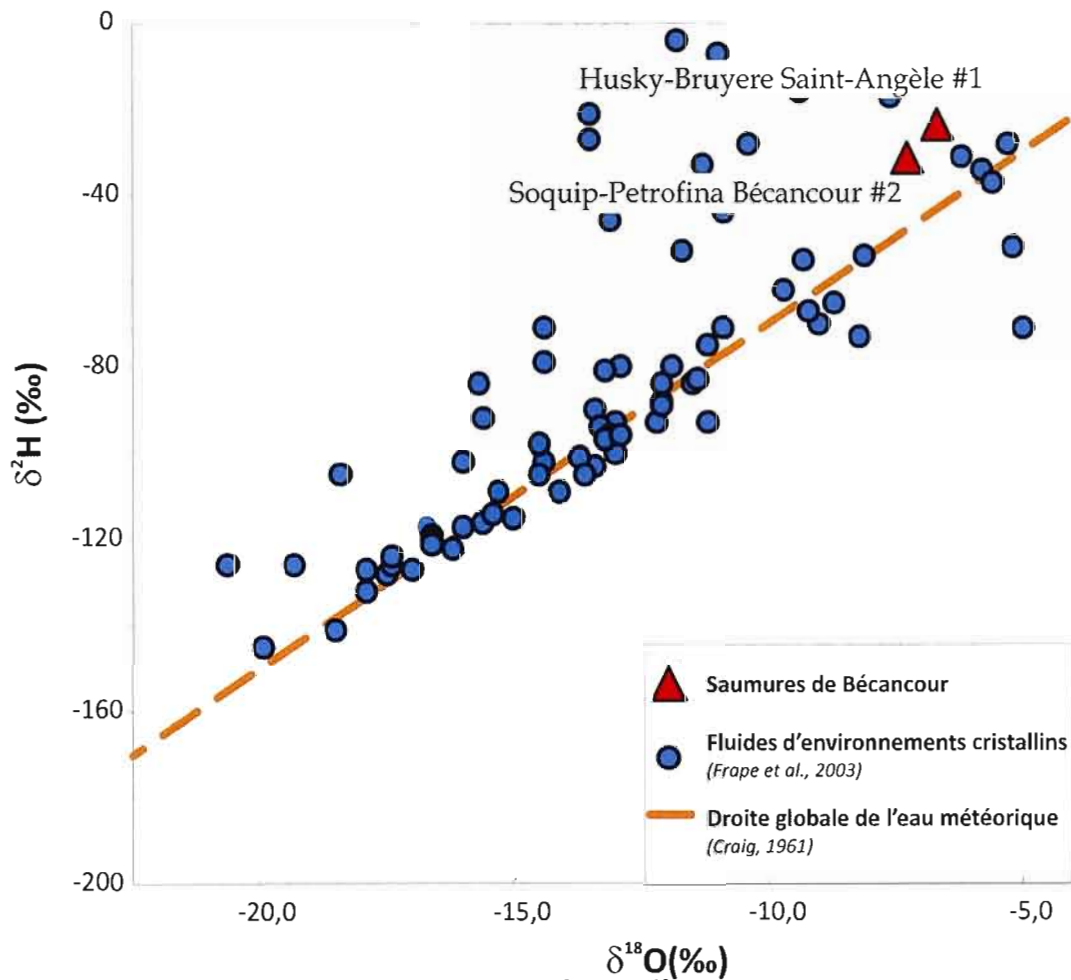


Figure 2.5 Compositions isotopiques en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des saumures de Bécancour. On retrouve aussi les compositions des fluides circulant dans des environnements cristallins.

strontium radiogénique qui indique une interaction entre les fluides et des silicates. Dans la région, les deux sources possibles d'isotopes radiogéniques sont le socle grenvillien et le grès du Groupe de Potsdam. Une étude à Saratoga Springs (New York) est arrivée à des résultats similaire pour des eaux de source (Siegel et al., 2004) trouvées dans des dolostones. Les auteurs proposent qu'une migration verticale des saumures trouvées dans le Bouclier Canadien se serait produite le long de failles lors du au soulèvement des Adirondacks.

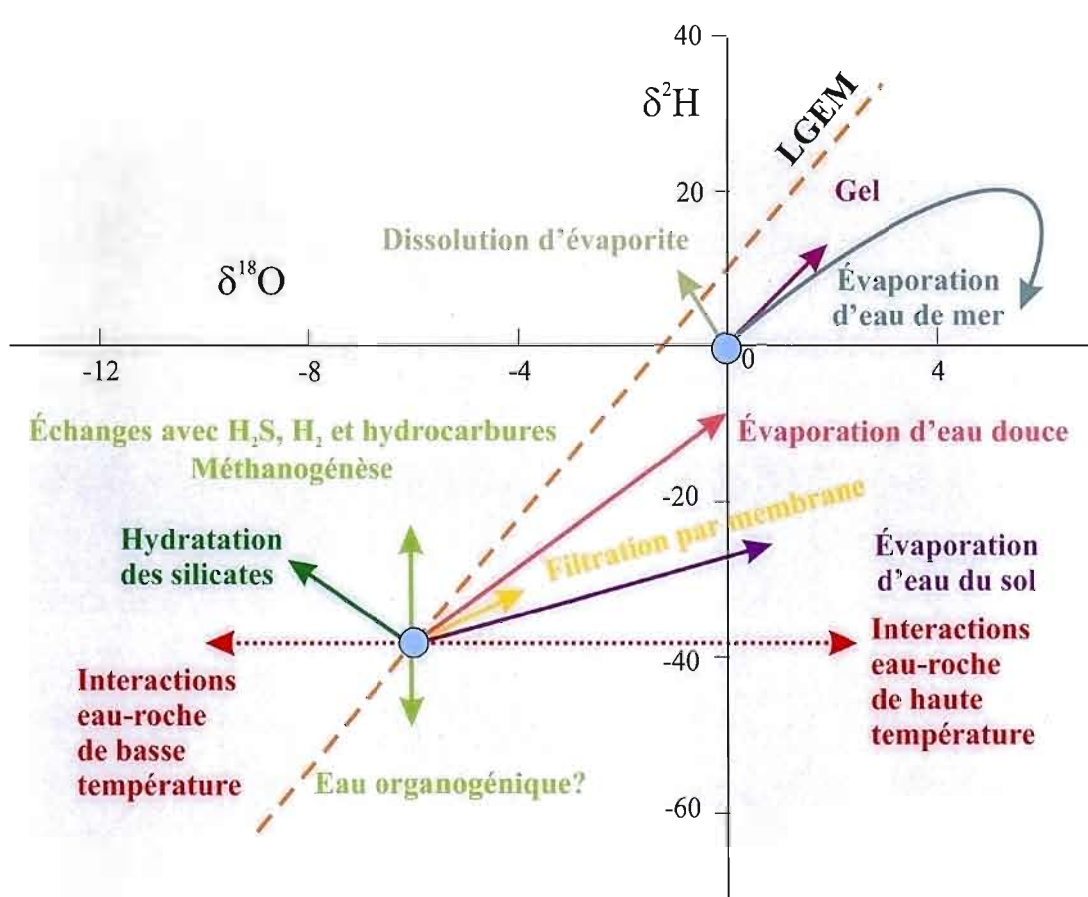


Figure 2.6 Diagramme présentant les divers processus naturels menant à une altération de la composition en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ (modifié de Horita, 2005).

2.4 Conclusion

Les diverses analyses chimiques et isotopiques suggèrent que les saumures proviennent d'une eau de mer évaporée qui a interagi avec le socle cristallin et/ou les roches sédimentaires encaissantes. L'enrichissement observé en calcium ne peut être obtenu par simple évaporation d'eau de mer et semble se produire dans un environnement sédimentaire même si les salinités les plus élevées sont associées aux environnements cristallins. Les données isotopiques de strontium, hydrogène et oxygène indiquent que les saumures ont probablement interagi avec le socle grenvillien ou le grès de Potsdam. Le modèle présenté par Smith (2006) à la Figure 2.3 pourrait bien expliquer les diverses valeurs géochimiques obtenues.

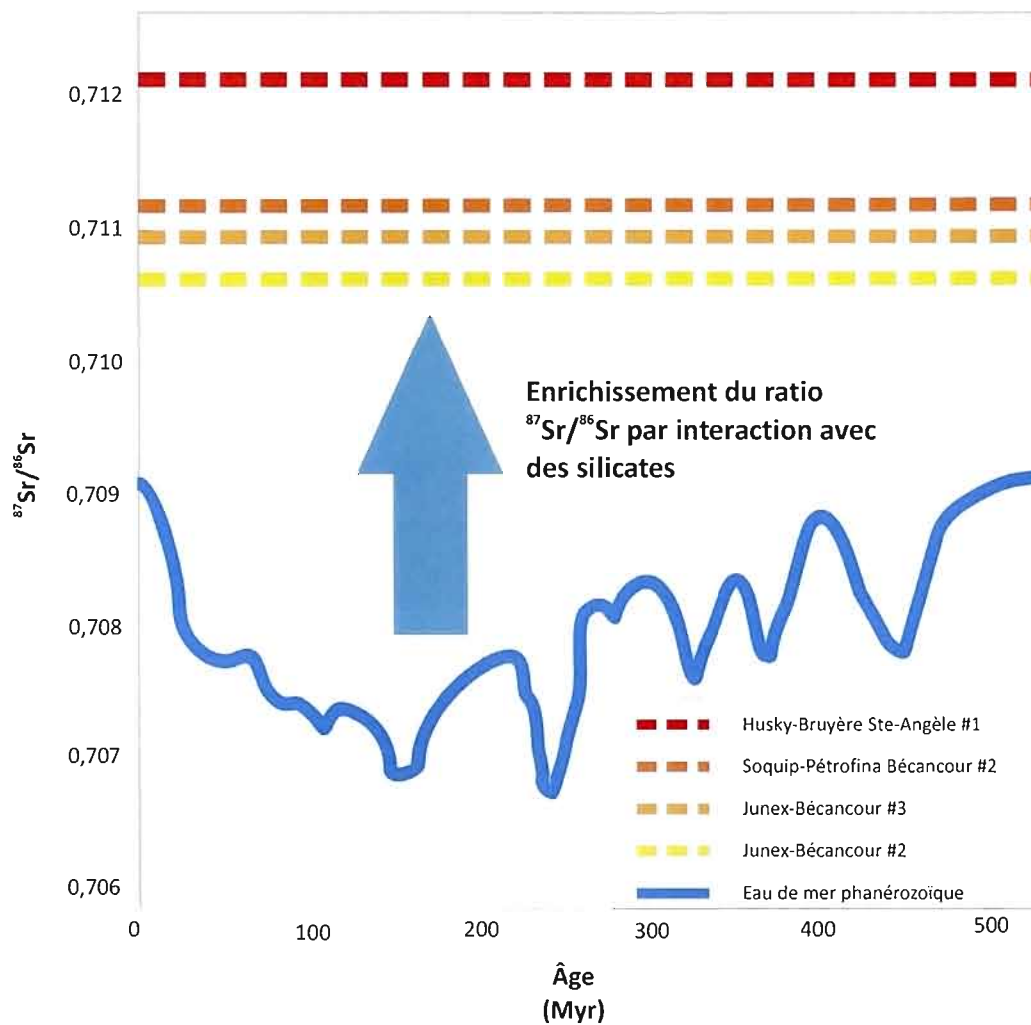


Figure 2.7 Composition isotopique en strontium des saumures de Bécancour versus celle de l'eau de mer phanérozoïque.

CHAPITRE III

ÉCHANTILLONNAGE, ANALYSES ET RÉSULTATS

Ce chapitre expose les résultats obtenus au laboratoire de gaz rares de l'Université du Michigan. On présentera tout d'abord les techniques d'échantillonnage. Ensuite, on décrira les appareillages utilisés ainsi que les manipulations effectuées au laboratoire. Finalement, on présentera les résultats obtenus lors de l'analyse géochimique des gaz rares contenus dans les accumulations de gaz naturel du réservoir de Bécancour.

Les gaz rares ont diverses propriétés qui leur permettent d'identifier les sources d'un fluide, son temps de résidence dans un réservoir connu ou un aquifère et de déterminer la possibilité d'une interaction entre fluides de nature différente (saumures, eaux douces, gaz naturels, accumulations d'hydrocarbures; Porcelli et al., 2002). Leur inertie chimique ainsi que leurs très faibles concentrations dans les réservoirs en font d'excellents traceurs (Ozima et Podosek, 2001). Les divers rapports isotopiques permettent de distinguer 3 sources de gaz rares: l'atmosphère, le manteau inférieur ou supérieur et la croûte (production radiogénique). Les rapports caractéristiques de chacune des sources sont présentés à la Figure 3.1. C'est donc principalement pour déterminer l'origine des saumures de Bécancour que les gaz rares ont été analysés dans celles-ci. La présence ou absence de l'une de ces trois sources des gaz rares dans les fluides de Bécancour peut nous renseigner sur l'histoire géologique et l'évolution chimique des saumures.

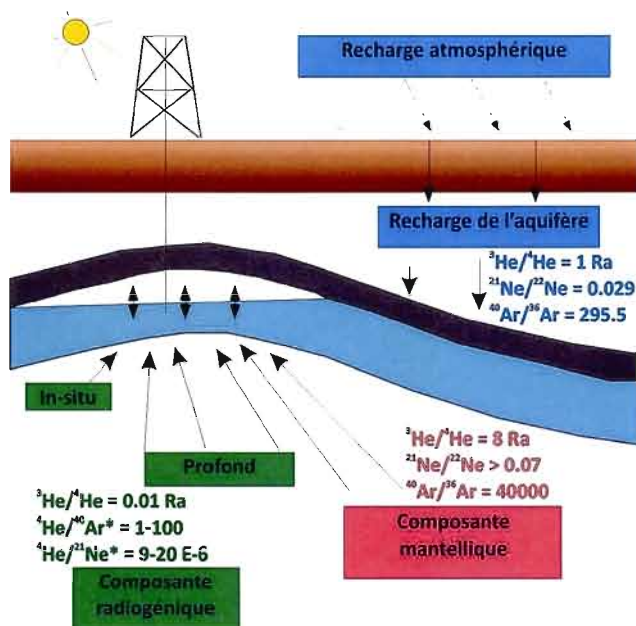


Figure 3.1 Schéma présentant les 3 sources possibles aux gaz rares et leurs rapports caractéristiques.

3.1 Échantillonnage

L'échantillonnage des 8 puits, tous situés dans la région de Trois-Rivières, s'est déroulé en 4 jours, répartis sur un peu plus d'un an. La première campagne d'échantillonnage a eu lieu en juin 2006, la deuxième en avril 2007 et la troisième en novembre 2007. La majorité de ces puits se trouvent dans la municipalité régionale de comté (MRC) de Bécancour, mais l'un des ces puits est localisé à Champlain et un autre à Batiscan (Figure 3.2). Il est important de mentionner que les gaz analysés n'ont pas été extraits des saumures mais bien recueillis directement à la tête des puits. En effet, les puits de la société Junex Inc. ne permettant d'échantillonner que des eaux dégazées qui n'ont aucun intérêt pour l'analyse de gaz rares. Seul le gaz naturel trouvé aux têtes de puits fut donc récupéré.

Le gaz est prélevé dans des tubes en cuivre, directement connectés aux têtes de puits par une connexion NPT métallique de $\frac{3}{4}$ " (Figure 3.3) limitant ainsi la contamination atmosphérique. Ces tubes sont fixés sur une base métallique possédant 2 mâchoires aux extrémités. On installe généralement 2 ou 3 de ces bases sur le même tube en cuivre. À l'extrémité du tube, on fixe un autre tube en plastique qui permet l'évacuation du gaz dans un

réceptier contenant de l'eau, permettant ainsi de limiter la contamination atmosphérique qui pourrait survenir lors de l'échantillonnage. Une fois le système installé, on ouvre alors la valve de la tête de puits jusqu'à ce qu'on observe des bulles d'air provenant du tube en plastique dans le réceptier, indiquant que le gaz circule et que notre système est sous pression.

On laisse le gaz circuler dans le tube pendant environ 5 minutes, ce qui permet d'évacuer tout air emprisonné dans le système. Compte-tenu du haut débit des puits, même avec la vanne semi-ouverte, ce temps de dégazage est bien suffisant pour chasser tout l'air du système. On ferme ensuite la dernière mâchoire, soit celle la plus près du réceptier, en

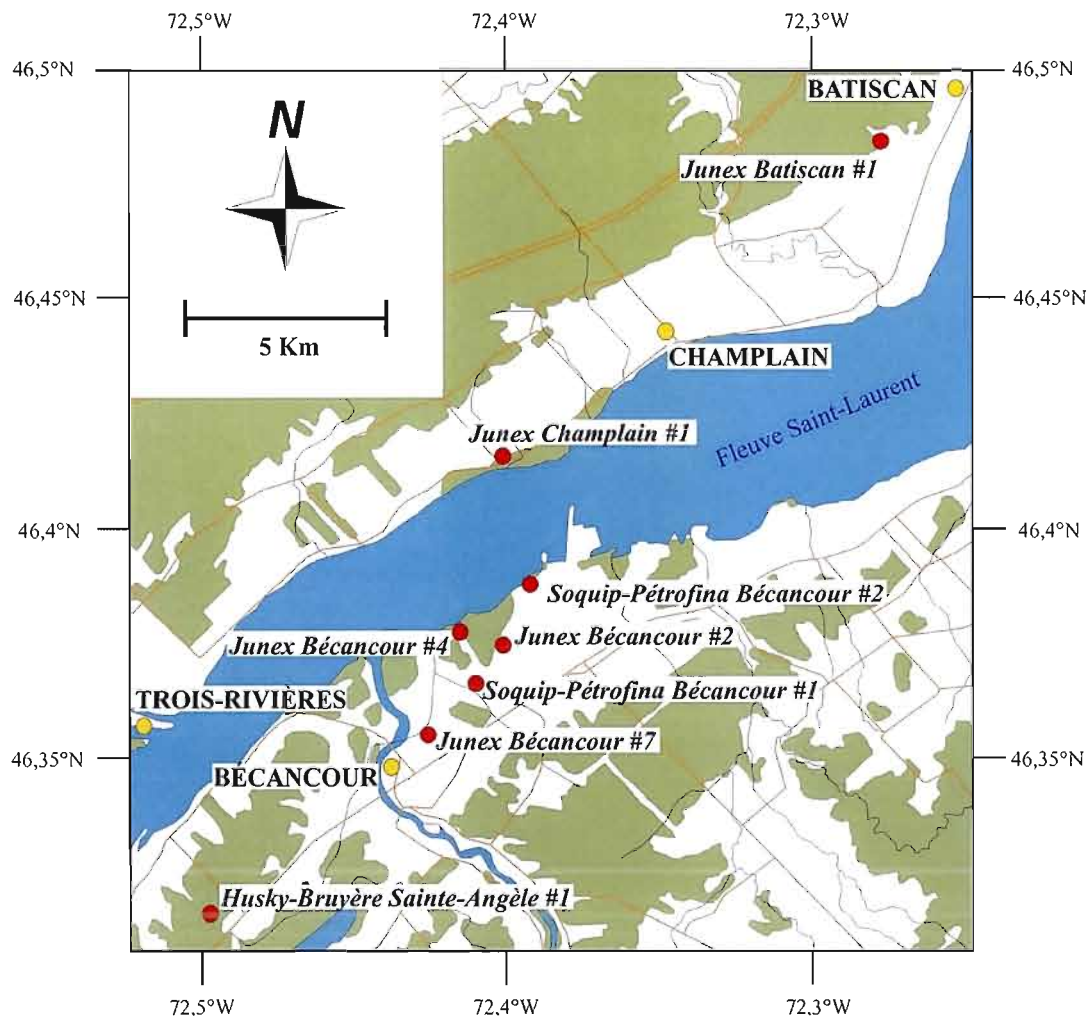


Figure 3.2 Localisation des puits échantillonnés (points rouges).

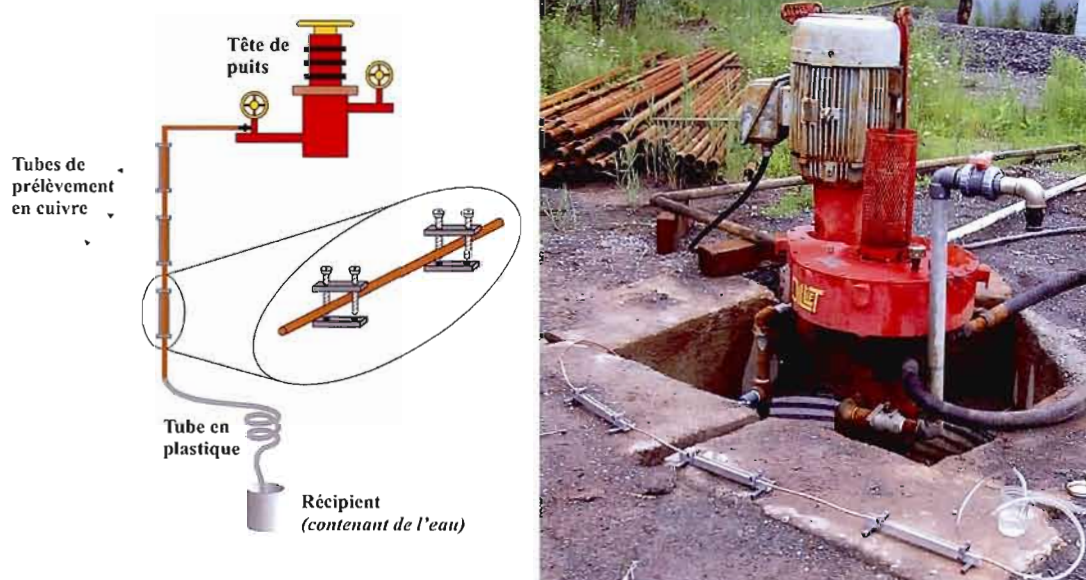


Figure 3.3 Schéma et photo présentant le système d'échantillonnage.

laissant ainsi le gaz s'accumuler dans le tube. Par la suite, on ferme la première mâchoire, située à proximité du puits, suivie de toutes les autres mâchoires. Les échantillons sont numérotés avec le nom du puits et leur position sur la ligne et on sectionne ensuite le tube de cuivre entre chaque échantillon. On obtient donc 2 ou 3 tubes en cuivre sur 2 ou 3 bases métalliques distinctes.

3.2 Laboratoire

Le laboratoire de gaz rares du Michigan est équipé d'une ligne d'extraction et de purification ainsi que d'un spectromètre de masse Map 215 qui permet l'analyse de l'abondance et des rapports isotopiques des gaz rares ($^3, ^4\text{He}$, $^{20, 21, 22}\text{Ne}$, $^{36, 38, 40}\text{Ar}$, $^{80, 82, 83, 84, 86}\text{Kr}$, et $^{128, 129, 130, 131, 132, 134, 136}\text{Xe}$). Les analyses ont été effectuées au laboratoire de gaz rares de l'Université du Michigan en septembre 2006 pour la première campagne d'échantillonnage et en octobre et novembre 2007 pour la deuxième et troisième.

3.2.1 Ligne d'extraction

La ligne d'extraction (Figure 3.4) se divise en 4 zones (Figure 3.5). La première zone est l'emplacement où le tube de cuivre, c'est-à-dire l'échantillon, est attaché à la ligne. Dans la

deuxième zone, on retrouve un piège à azote liquide. La zone 3 est caractérisée par un piège à CuO/Ti qui permet d'éliminer les traces d'hydrocarbures dans nos échantillons. Cette zone contient aussi les réservoirs avec les standards de référence (air) connecté à un système de pipette calibré pour doser précisément les quantités de standard à analyser. Finalement, la zone 4 se compose d'un piège à titane et d'un séparateur cryogénique. La majorité des vannes est à ouverture/fermeture pneumatique (Figure 3.5) et est contrôlée par un ordinateur.

3.2.2 Spectromètre de masse

Les gaz rares contenus dans les échantillons ont été analysés par un spectromètre de masse de modèle MAP-215 (Figure 3.6) qui permet la séparation de $^3\text{He}^+$ et de HD^+ . Il est équipé d'une cage de Faraday et d'un multiplicateur d'électrons qui agit comme compteur d'ions. Les gaz rares légers (He, Ne, Ar) sont analysés par la cage de Faraday tandis que le Kr et le Xe sont mesurés sur le multiplicateur d'électrons. Cependant, pour le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$, la masse 4 est analysée sur la cage de Faraday tandis que la masse 3 est mesurée par le compteur d'ions, compte-tenu des très faibles teneurs en ^3He de nos échantillons.

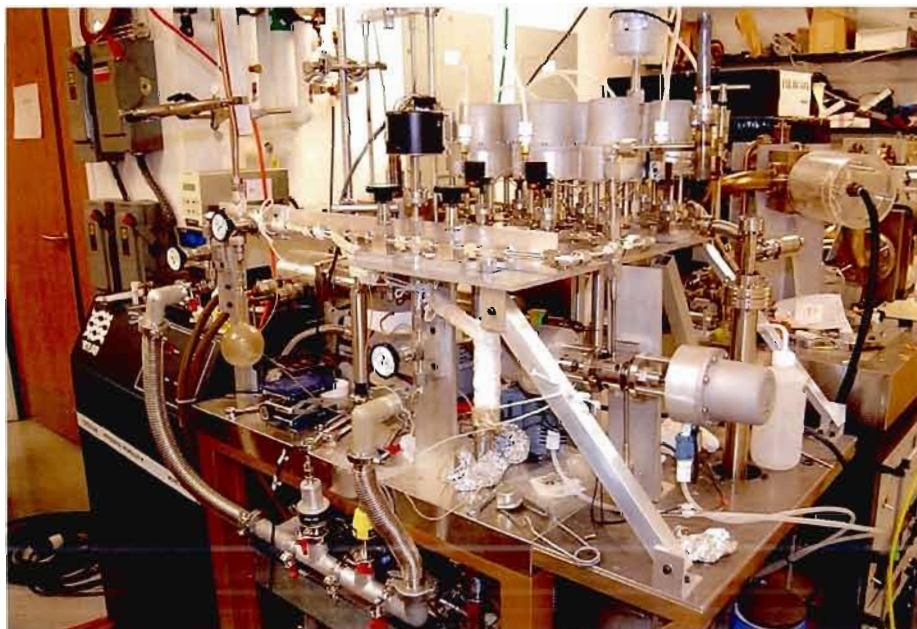


Figure 3.4 Ligne d'extraction et de purification des gaz rares de l'Université du Michigan.

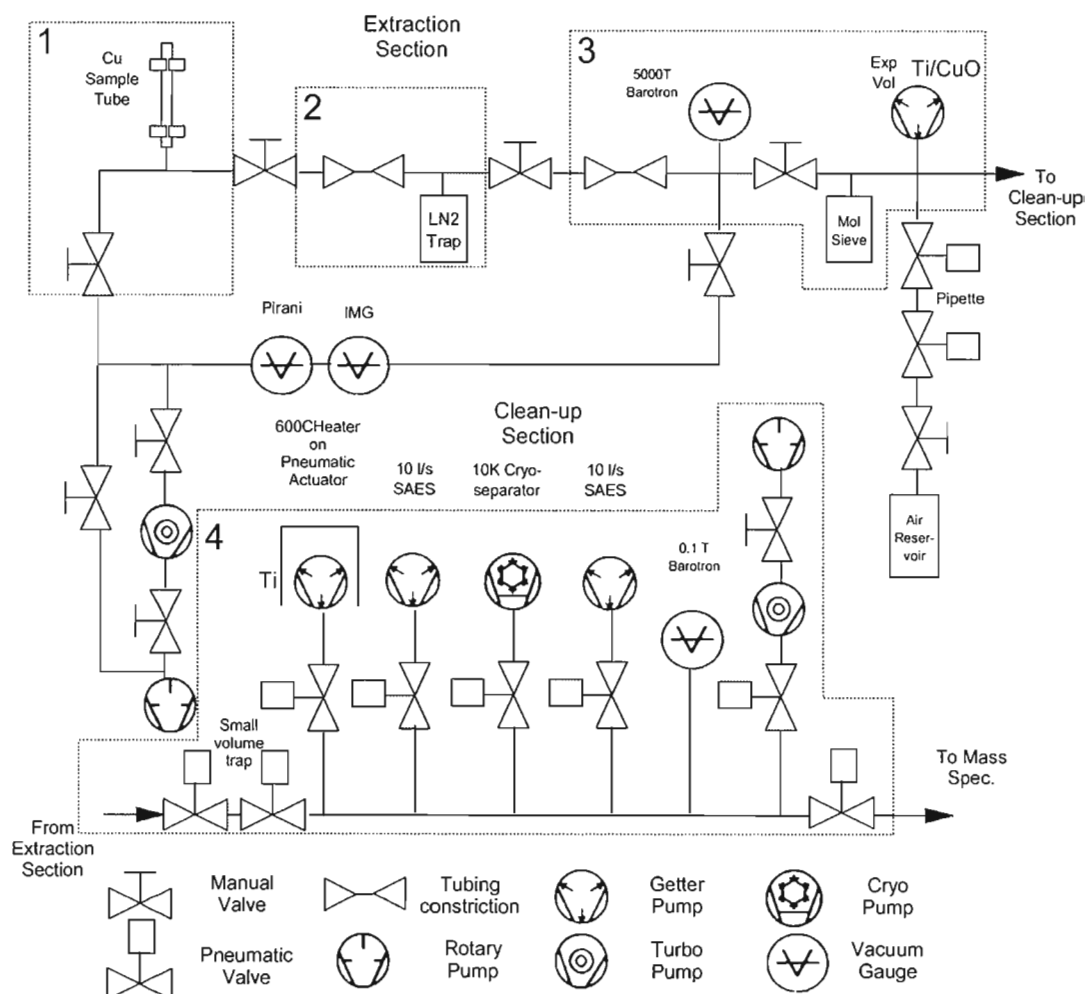


Figure 3.5 Schéma de la ligne d'extraction et de purification (Modifié de Ma, 2008).

3.3 Manipulation

Les procédures de manipulation comprennent l'analyse d'un blanc et d'un échantillon d'air préalablement à l'analyse de l'échantillon de gaz. Les concentrations en gaz rares obtenues sont estimées en comparant la puissance du signal électrique mesuré par le spectromètre pour l'échantillon à celui de l'air. Puisque les analyses du blanc, de l'air et de



Figure 3.6 Spectromètre de masse (Modèle MAP-215) du laboratoire des gaz rares de l'Université du Michigan.

l'échantillon lui-même comportent exactement les mêmes manipulations, seules les procédures d'analyses de ce dernier seront décrites dans la section ci-dessous.

Une fois que le tube en cuivre est relié à la zone 1 (Figure 3.5), on pompe cette zone jusqu'à l'obtention d'une pression de 1×10^{-3} Torr. On peut ensuite dégager la mâchoire du bas, laissant ainsi s'échapper du gaz dans la ligne. Une fois que les gaz rares et la vapeur d'eau se sont concentrés dans le piège à azote liquide de la zone 2, on peut retirer ce piège permettant à la ligne de retourner à la température ambiante. Le gaz est ensuite transférer dans la zone 3 où le piège CuO/Ti est chauffé à 600°C par une torche, éliminant ainsi le méthane et autres hydrocarbures lourds. La pipette d'air et le blanc sont dispensés de ces premières manipulations.

Une faible proportion (environ 2%) de l'échantillon est ensuite introduite dans la zone 4 où elle est libérée de ses gaz actifs (N_2 , CO_2 , O_2). On garde aussi une faible quantité de gaz entre les zones 3 et 4 pour une analyse future des isotopes d'argon. La plus grande partie du gaz de l'échantillon est envoyé dans le cryo-séparateur qui se situe sous les 10K, soit une température où tous les gaz rares sont retenus. On monte ensuite la température vers 30K,

libérant ainsi l'hélium qui est alors introduit dans le spectromètre de masse. Puisqu'à ce stade très peu d'hélium est présent dans la ligne, les mesures effectuées ne serviront qu'à évaluer son volume. Le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ sera mesuré plus tard.

Ensuite, afin de libérer le néon, la température du cryo-séparateur est augmentée à 60K. Afin de limiter les interférences entre les isotopes du néon avec $^{40}\text{Ar}^{++}$, CO_2^{++} et H_2O^+ , un piège à azote liquide est positionné à l'entrée du spectromètre. Cependant, puisqu'on ne peut éliminer totalement ces interférences, on mesure aussi les masses correspondantes à ces 3 molécules, soit 40, 44 et 18, en plus des masses du néon (20, 21, 22). Les données de néon obtenues par le spectromètre sont ensuite corrigées pour ces interférences.

La température du cryo-séparateur est ensuite augmentée à 180K afin de libérer l'argon. L'analyse se fait sur la faible quantité de gaz retenue entre les zones 3 et 4. Une fois qu'elle est terminée, on purge le système de l'argon restant et la température est augmentée à 215K, permettant l'entrée de krypton. Une fois l'analyse de Kr effectuée, le xénon, ayant une température d'extraction située entre 215K et 270K est introduit peu à peu dans le système. Une fois toutes les analyses effectuées, tout le système est pompé pour 10 minutes. Le cryo-séparateur retourne ensuite à une température de 10K et on récupère le gaz conservé dans la zone 3 (98% du volume initial) pour l'analyse du rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$.

3.4 Résultats

La totalité des résultats d'analyses de gaz rares ainsi que les erreurs associées sont présentées à l'appendice A. Puisque nous avons récupéré des échantillons de gaz, et non de saumure, et que les rapports eau/gaz des puits sont inconnus, il est difficile de recalculer les concentrations isotopiques dans les saumures. On basera donc notre interprétation principalement sur les rapports isotopiques et élémentaires mesurés dans le gaz naturel.

3.4.1 Hélium

Les rapports isotopiques d'hélium $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Tableau A.1) sont normalisés à la composition atmosphérique ($R_a = ^3\text{He}/^4\text{He} = 1.399 \times 10^{-6}$; Ozima et Podosek, 2001; Mamyrin et al., 1970). Pour deux échantillons provenant du puits Husky-Bruyère Sainte-Angèle #1, les

concentrations en ^3He n'ont pas été mesurées puisque lors des premières analyses, les échantillons montraient une forte contamination atmosphérique.

Même si des précautions ont été prises afin d'éviter toute contamination atmosphérique, il arrive que les échantillons témoignent d'un léger apport en air, particulièrement observable avec les données en hélium. Par conséquent, on doit corriger les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$. Les valeurs corrigées, retrouvées aux tableaux en Appendice A, ont été calculées à partir de l'équation :

$$\left(\frac{R}{R_a}\right)_c = \frac{\left(\frac{R}{R_a}\right)_{\text{Éch}} \times \left(\frac{^3\text{He}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{Éch}} - \left(\frac{^3\text{He}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{Air}}}{\left(\frac{^3\text{He}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{Éch}} - \left(\frac{^3\text{He}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{Air}}}$$

Où :

$\left(\frac{R}{R_a}\right)_c$: Rapport $\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)$ corrigé pour une contamination atmosphérique normalisé à l'air

$\left(\frac{R}{R_a}\right)_{\text{Éch}}$: Rapport $\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)$ de l'échantillon

$\left(\frac{^3\text{He}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{Éch}}$, $\left(\frac{^3\text{He}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{Air}}$: Rapports $\left(\frac{^3\text{He}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ de l'échantillon et de l'air, soit 4.33×10^{-6}

On a décidé d'éliminer les échantillons (identifiés au Tableau 3.1) où on retrouve une contamination importante en air, soit supérieure à 3%. Cet important signal atmosphérique peut provenir de 2 sources possibles : une fuite des tubes en cuivre après échantillonnage ou une entrée d'air dans le puits. Puisque des échantillons provenant du même puits et prélevés par le même système présentent des contaminations variables, on peut assumer que l'air observé dans les échantillons provient du mauvais fonctionnement des mâchoires ou de tubes en cuivre de mauvaise qualité, ne prévenant pas la diffusion des gaz rares.

En éliminant les puits fortement contaminés, les rapports isotopiques en hélium varient entre 0.071 et 0.181 Ra. Ces rapports isotopiques étant supérieurs à ceux d'une simple production radiogénique de roches sédimentaires ordinairement inférieures à 0.02 Ra. Avec

ces valeurs élevées, on peut déduire la présence d'hélium magmatique de l'ordre de 2% si l'on considère une valeur mantellique de 8 Ra, caractéristique des échantillons de manteau supérieurs de type MORB. Des valeurs similaires ont été observées ailleurs dans l'Est de l'Amérique du Nord, dans des eaux souterraines et dans des accumulations de gaz naturel (Figure 3.7; Torgersen, 1994, 1995; Sasada et al., 1997; Siegel et al., 2004; Laughrey et Kostelnik, 2006). La source de cet hélium mantellique n'a toutefois jamais été résolue.

3.4.2 Néon

Les rapports isotopiques $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ sont présentés à la Figure 3.8. On remarque que les données tendent à se situer près de la composition atmosphérique

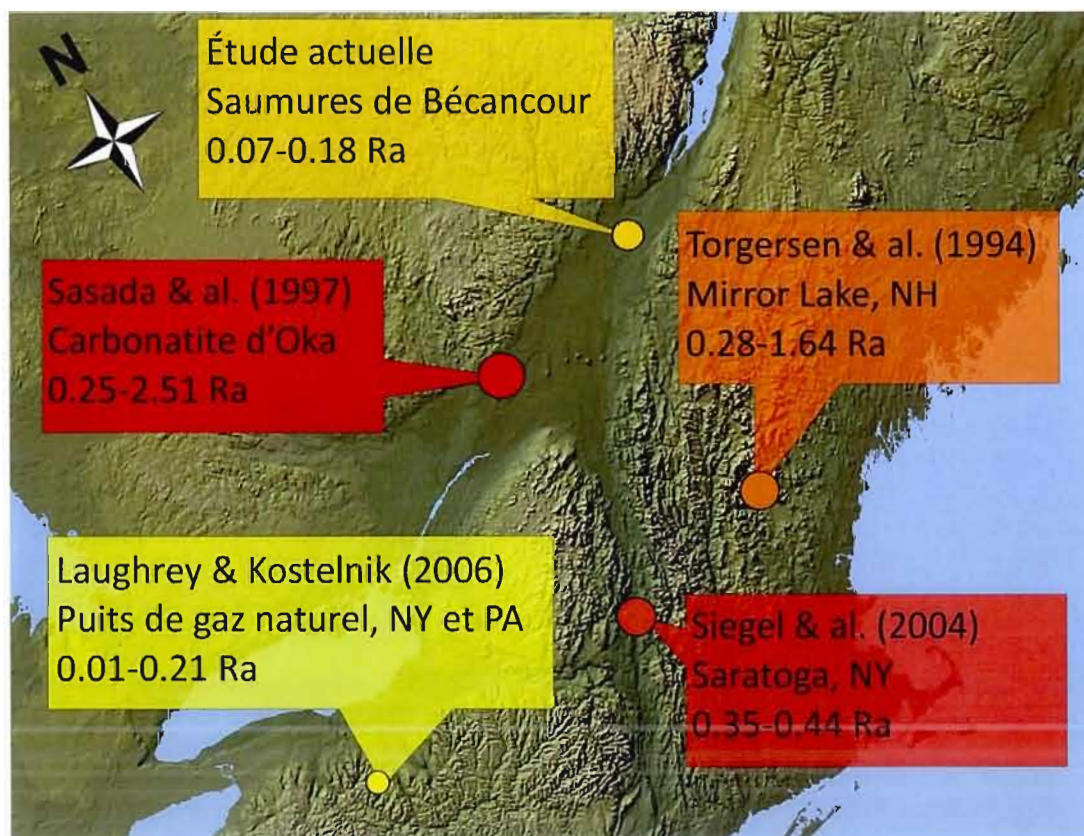


Figure 3.7 Études de gaz rares effectuées dans la partie est de l'Amérique du Nord avec les résultats des rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ (exprimés en Ra) pour chacune.

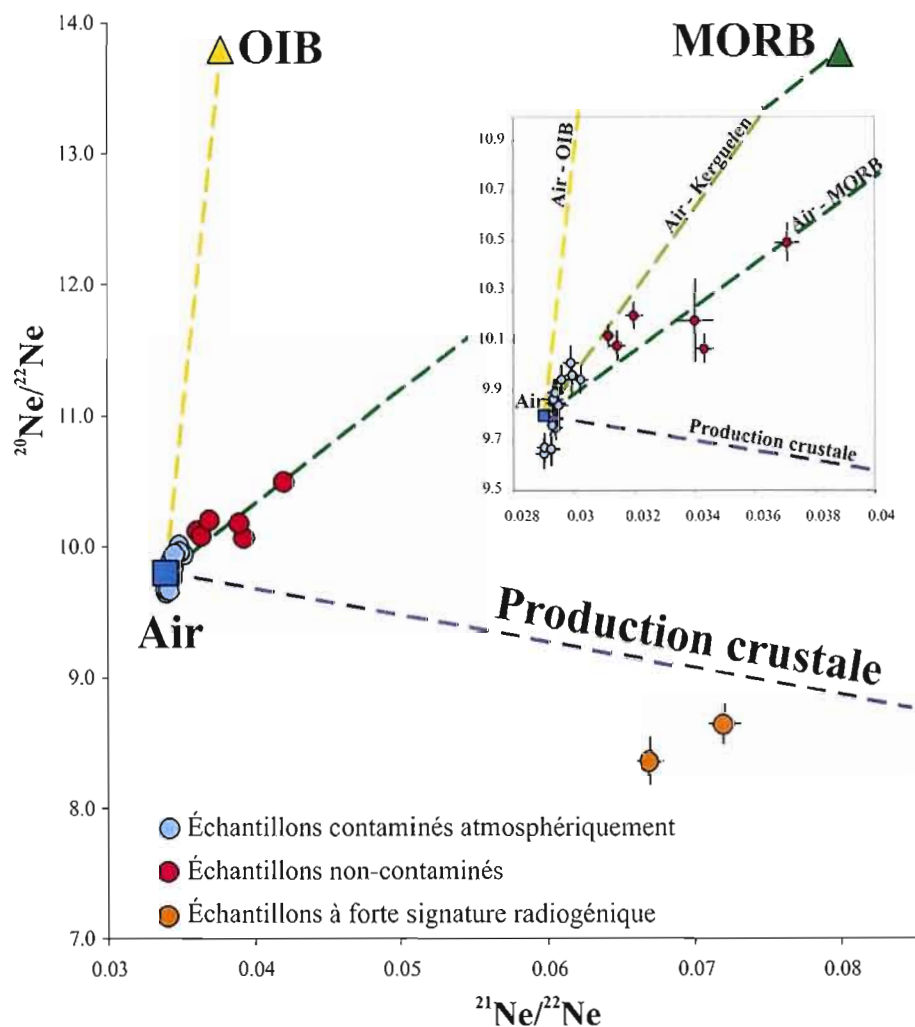


Figure 3.8 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ en fonction de $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ dans les échantillons de Bécancour. Les droites représentent des mélanges binaires entre l'air ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9.8$, $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 0.0290$; Ozima et Podosek, 2001) et une source MORB ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13.8$, $^{21}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 0.0750$; Graham, 2002), une source OIB ($^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 13.8$, $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} = 0.0328$; Graham, 2002) et une source radiogénique (Ballentine et Burnard, 2002).

($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9.8$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.0290$; Ozima et Podosek, 2001) mais présentent un enrichissement marqué en ^{20}Ne et un léger excès de ^{21}Ne . Un groupe de données se positionne près ou sous la composition atmosphérique, représentant les échantillons contaminés. Une deuxième série de points tend à s'aligner sur une droite indiquant un mélange entre l'air et une source mantellique. Certains des points se positionnent au-dessus

de la droite de mélange AIR-MORB, tandis que d'autres au-dessous. Ce léger déplacement vers la droite suggère un enrichissement en isotopes nucléogéniques, particulièrement en ^{21}Ne . Nous remarquons aussi que 2 points du puits Soquip-Pétrofina Bécancour #2 se positionnent dans le champ de production radiogénique pure des Basses-Terres du Saint-Laurent (Appendice A) et ne présentent aucun indice de volatiles mantelliques mais bien une forte addition radiogénique et nucléogénique. Ces deux échantillons ne seront pas discutés dans les sections suivantes. On s'attardera plutôt aux échantillons à signature mantellique.

On peut évaluer la proportion d'origine mantellique pour chaque échantillon avec l'équation suivante tirée de Graham (2002) :

$$\frac{f_{21} + \frac{R}{9.8}}{1 + \frac{R}{13.8}} = \frac{C_{21}}{C_{21}^{\text{air}}}$$

Où :

f_{21} : Fraction de néon mantellique dans l'échantillon

$\frac{R}{9.8}$: Rapports de l'échantillon, de l'air (soit 9.8) et solaire (soit 13.8)

On obtient des proportions mantelliques oscillant entre 1.24% et 17.36%. On peut aussi calculer les concentrations en ^{21}Ne provenant uniquement d'une production radiogénique avec l'équation suivante (Graham, 2002) :

$$C_{21} = \frac{f_{21} \cdot C_{21}^{\text{air}}}{1 + \frac{R}{13.8}}$$

Où :

f_{21} : Fraction de néon mantellique dans l'échantillon

C_{21} : Concentration de ^{21}Ne de source radiogénique dans l'échantillon

$[^{22}\text{Ne}]_{\text{Éch}}$: Concentration en ^{22}Ne dans l'échantillon

$\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_S$: Rapport $\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ solaire, soit 0.0328

$\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_E$: Rapport $\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ extrapolé pour un rapport $\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ d'origine solaire, soit de valeur

13.8. Ce rapport est calculé par l'équation suivante :

$$\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_E = \frac{\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{Éch}} - \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_A}{f_{22}} + \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_A$$

Où :

f_{22} : Fraction de néon mantellique dans l'échantillon

$\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{Éch}}, \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_A$: Rapports $\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ de l'échantillon et de l'air, soit 0.0290

Les rapports $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}^*$ ainsi que les rapports $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ extrapolés sont reportées aux tableaux de résultats de l'Appendice A.

3.4.3 Argon

Les rapports isotopiques d'argon $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ varient entre 288 ± 1 et 2424 ± 28 , présentant un mélange entre de l'argon d'origine atmosphérique ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$; Ozima et Podosek, 2001) et un argon enrichi en isotopes de masse 40. Cette deuxième source peut être d'origine radiogénique in-situ ou dérivée d'un mélange de gaz d'origine mantellique. En fait, le manteau est connu pour avoir des rapports isotopiques $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ oscillant entre 28 000 et 42 000 (Graham 2002; Moreira et al., 1998; Burnard et al., 1997) ou encore des valeurs mantelliques inférieures se situant entre 8000 et 21 500 (Graham, 2002; Farley et Craig, 1994; Farley et al., 1994). Sur un graphique $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction de $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$, on peut facilement retrouver les échantillons qui ont subi une forte contamination atmosphérique

(Figure 3.9). On peut calculer la concentration du ^{40}Ar en excès par rapport à l'argon atmosphérique dans nos échantillons avec l'équation :

$$[^{40}\text{Ar}^*]_{\text{Éch}} = [^{36}\text{Ar}]_{\text{Éch}} \times \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)_{\text{Éch}} - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)_{\text{Air}}$$

Où :

$[^{40}\text{Ar}^*]_{\text{Éch}}$: Concentration de ^{40}Ar de source radiogénique dans l'échantillon

$[^{36}\text{Ar}]_{\text{Éch}}$: Concentration de ^{36}Ar dans l'échantillon

$\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)_{\text{Éch}}$: Rapport $\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)$ de l'échantillon et de l'air, soit 295.5

Ce $^{40}\text{Ar}^*$ peut correspondre à de l'argon d'origine radiogénique in-situ ou bien indiquer un apport mantellique. Nous verrons dans le chapitre 4 laquelle de ces deux hypothèses est la plus probable.

3.4.4 Krypton et Xénon

Les données de krypton et xénon sont rapportées au Tableau 3.1. On remarque que les incertitudes (jusqu'à 10%) sont plus élevées pour les isotopes de masse plus petite. À la Figure 3.10, les données de krypton sont reportées sous forme de déviation par rapport aux valeurs atmosphériques par l'équation suivante :

$$\delta \text{ } ^i\text{Kr} \% = \left(\frac{\left(\frac{^i\text{Kr}}{^{84}\text{Kr}} \right)_{\text{Éch}}}{\left(\frac{^i\text{Kr}}{^{84}\text{Kr}} \right)_{\text{Air}}} - 1 \right) \times 100$$

Où :

$\delta \text{ } ^i\text{Kr} \%$: Delta de l'isotope ^iKr (où $i = 80, 82, 83, 84$ ou 86) (%)

$\left(\frac{{}^iKr}{{}^{84}Kr}\right)_{\text{Éch}}$, $\left(\frac{{}^iKr}{{}^{84}Kr}\right)_{\text{Air}}$: Rapports $\left(\frac{{}^iKr}{{}^{84}Kr}\right)$ de l'échantillon et de l'air ($i = 80, 82, 83, 84$ ou 86)

En considérant les incertitudes, on remarque que pour la plupart des masses (82, 83, 84 et 86), les valeurs coïncident avec une composition atmosphérique. Seule la masse 80 montre un fort enrichissement dans quelques échantillons, sûrement explicable par la présence de masses isobariques lors de l'analyse. Les données de krypton ne seront pas discutées dans les sections suivantes puisque peu d'interprétations peuvent être extrapolées de ces données.

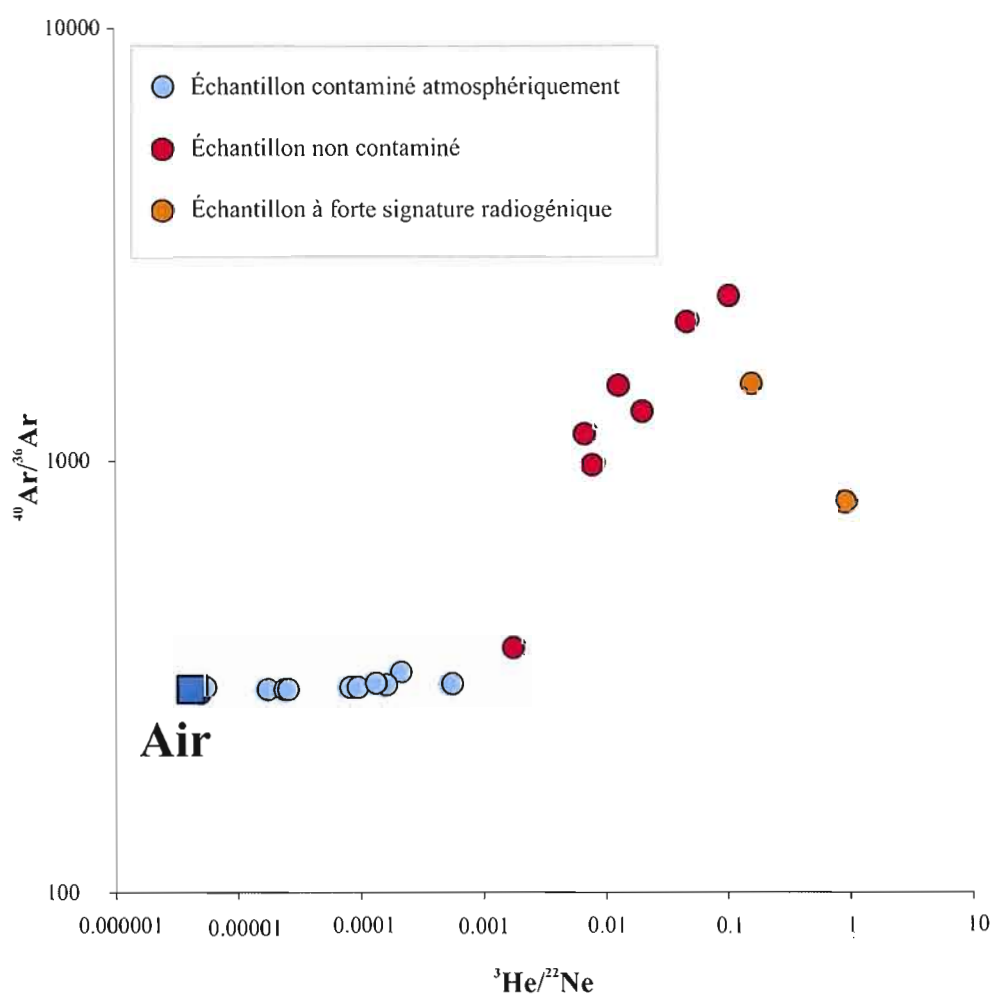


Figure 3.9 ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ en fonction de ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$ dans les échantillons de Bécancour. Les échantillons fortement contaminés en hélium atmosphérique se retrouvent près de la composition atmosphérique (${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 295.5$; ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne} = 4.34 \times 10^{-6}$) et ne suivent la tendance des autres puits. Les incertitudes sont plus petites que la taille des points.

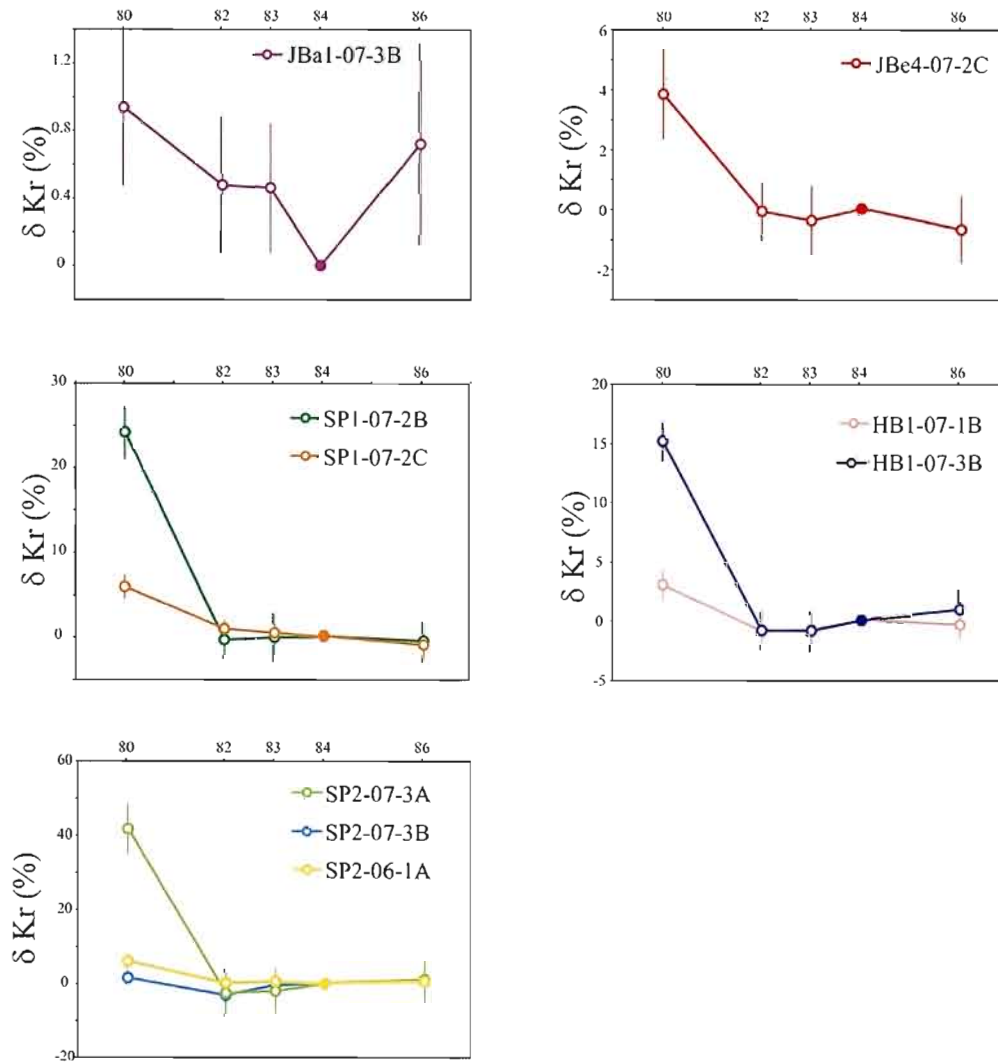


Figure 3.10 Spectre isotopique du krypton dans les échantillons de Bécancour. Le cercle plein indique la masse de référence (masse 84).

Les déviations par rapport à l'atmosphère pour les compositions en xénon ont aussi été calculées avec l'équation suivante :

$$\delta \text{ } ^i\text{Xe} \% = \left(\frac{\left(\frac{^i\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}} \right)_{\text{Éch}}}{\left(\frac{^i\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}} \right)_{\text{Air}}} - 1 \right) \times 100$$

Où :

$\delta^i \text{Xe} \%$: Delta de l'isotope ^iXe (où $i = 128, 129, 130, 131, 132, 134$ ou 136) (%)

$\left(\frac{^i\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}}\right)_{\text{Éch}}$, $\left(\frac{^i\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}}\right)_{\text{Air}}$: Rapports $\left(\frac{^i\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}}\right)$ de l'échantillon et de l'air ($i = 128, 129, 130, 131, 132, 134$ ou 136)

Les résultats obtenus sont présentés à la Figure 3.11. (Figure 3.12), on remarque que les échantillons non contaminés ont tendance à se positionner sur une droite décalée par rapport

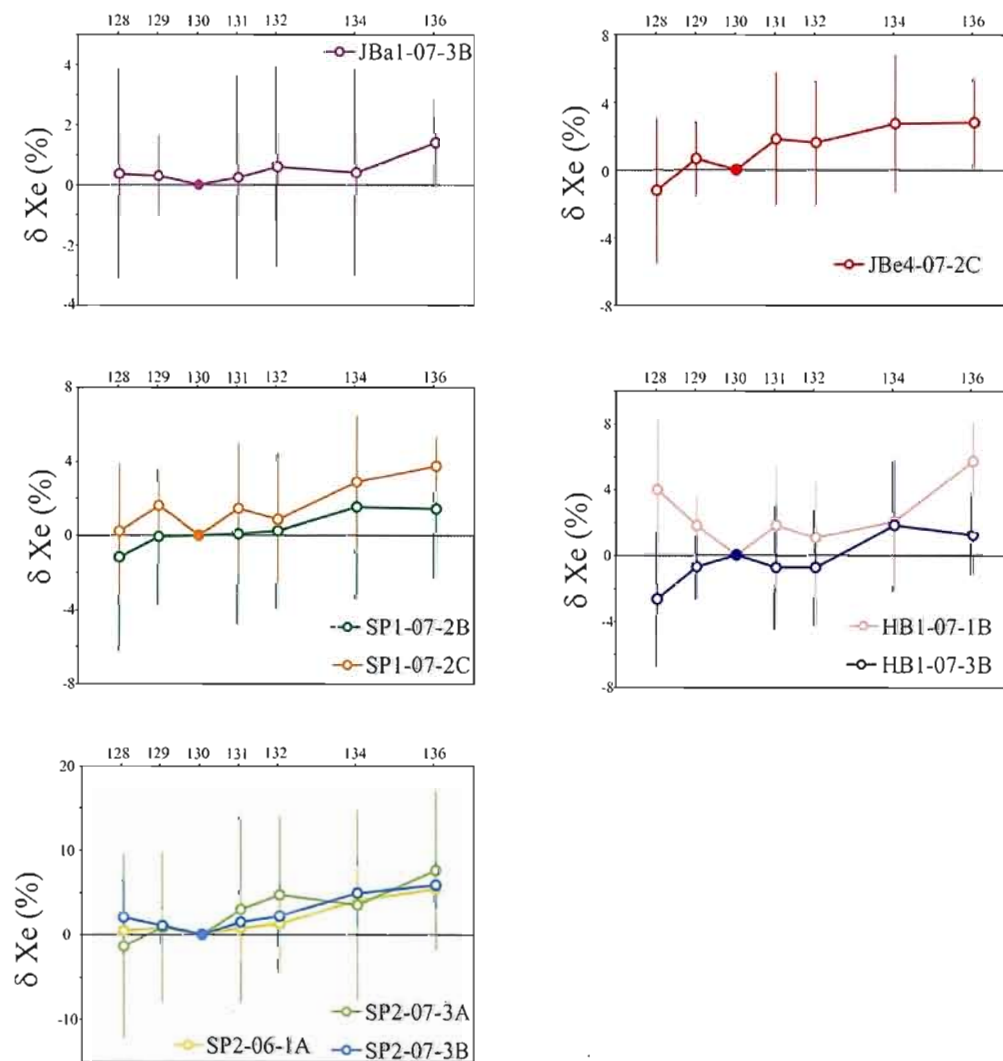


Figure 3.11 Spectre isotopique du xénon dans les échantillons de Bécancour. Le cercle plein indique la masse de référence (masse 130).

à la droite Air-MORB On déduit donc la présence des 3 sources présentes sur le graphique : soit l'atmosphère, le manteau et une production radiogénique. Cette dernière se traduit par un enrichissement en ^{136}Xe provenant de la fission spontanée de ^{238}U et de l'isotope éteint ^{244}Pu (Graham, 2002).

3.5 Conclusion

Les résultats obtenus au laboratoire des gaz rares de l'Université du Michigan présentent des rapports isotopiques caractéristiques d'un mélange entre 3 sources, soit l'air, une production radiogénique et un signal mantellique. Certains des résultats d'hélium exposent des échantillons fortement contaminés en air. Les échantillons non-contaminés présentent un mélange entre une source mantellique et une dilution radiogénique. Les valeurs isotopiques de néon présentent un mélange certain entre une source mantellique et l'air. Les isotopes d'argon et de xénon indiquent eux aussi la présence de volatiles mantelliques. Dans le chapitre suivant, on essaiera de caractériser la provenance de ce signal profond.

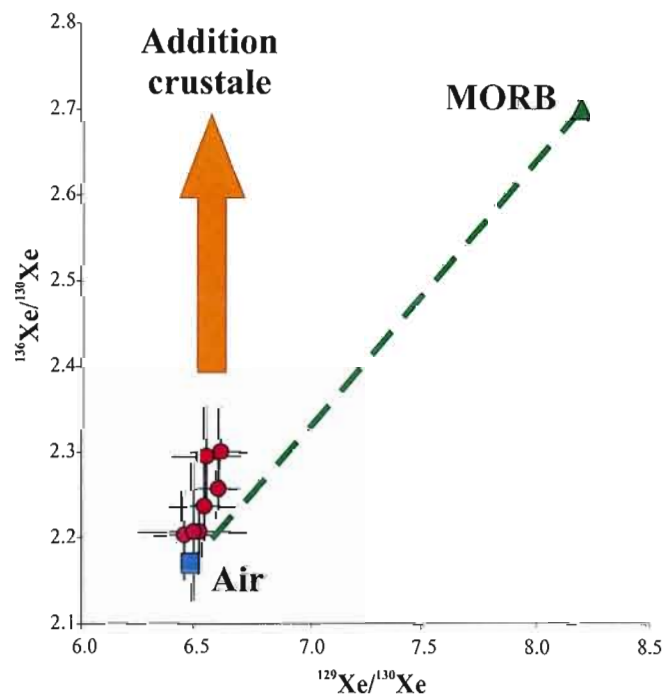


Figure 3.12 $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ en fonction de $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ pour les échantillons de Bécancour. Ceux-ci suivent la droite de mélange entre une composition atmosphérique et mantellique.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION DES SOURCES EN GAZ RARES ET MODÈLE DE VIEILLISSEMENT DU SIGNAL MANTELLIQUE

Dans ce chapitre, on caractérisera d'abord la contamination atmosphérique afin de déterminer si l'on doit appliquer une correction additionnelle aux échantillons non contaminés. Ensuite, on définira la provenance du signal mantellique, c'est-à-dire que l'on distinguera entre une source profonde de type OIB et une source de type ride océanique dite MORB. Finalement, en caractérisant la production radiogénique des roches hôtes actuelles et environnantes, on établira un modèle de vieillissement afin de vérifier l'origine des gaz rares mantelliques. On essaiera aussi de limiter dans le temps la migration de ceux-ci.

On a démontré la présence de gaz mantelliques dans nos échantillons, tel que démontré au Chapitre III. On doit maintenant définir cette source mantellique, c'est-à-dire déterminer s'il s'agit de manteau supérieur (MORB) ou inférieur (OIB). De plus, la définition de cette source nous permettra de déterminer les isotopes produits par décroissance radiogénique. Avec cette production radiogénique et en estimant les taux de production produits par les possibles roches hôtes, on pourra finalement estimer un âge du signal mantellique et proposer un modèle géologique compatible avec l'évolution des saumures.

4.1 Caractérisation de la contamination atmosphérique dans les échantillons rejetés

Il a été déterminé au Chapitre III qu'un certain nombre d'échantillons avait été contaminé par l'atmosphère. En observant plus spécifiquement le tracé suivi par les points, on peut définir la provenance de cette contamination. Puisque les données ne concordent pas parfaitement avec la composition atmosphérique mais qu'ils semblent tout de même s'aligner

sur une même courbe, on doit supposer que l'air contaminant a subi un fractionnement de masse. Lors de ce processus dans un système ouvert, dit fractionnement de Rayleigh, un isotope léger tend à s'échapper plus rapidement du système qu'un isotope lourd affectant ainsi le rapport de ces deux isotopes. Dans les 2 phases, soit retenue et échappée, les rapports isotopiques varient selon le rapport de masse des deux isotopes et la fraction de gaz échappée. Dans ces deux phases, on peut définir les rapports avec les équations suivantes (Matsumoto et al., 2003) :

$$(X/Y)_R = (X/Y)_i \times f^{\sqrt{m_Y/m_X}-1}$$

$$(X/Y)_E = (X/Y)_i \times \frac{1 - f^{\sqrt{m_Y/m_X}}}{1 - f}$$

Où :

$(X/Y)_i, (X/Y)_R, (X/Y)_E$: Rapport (X/Y) des isotopes X et Y initial, de la phase retenue et de la phase échappée

f : Fraction retenue de l'isotope Y

m_X et m_Y : masse des isotopes X et Y

Un graphique (Figure 4.1) des rapports isotopiques de gaz rares atmosphériques ($^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{130}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}$) a été produit afin de d'établir la phase permettant d'obtenir les contaminées obtenues. On observe que les échantillons contaminés concordent très bien avec la phase échappée.

Il est important de déterminer si ce fractionnement est dû à l'échantillonnage ou bien s'il se produit directement dans le puits. Effectivement, s'il s'agit de la deuxième hypothèse, on peut supposer que ce fractionnement est présent dans tous les échantillons, y compris ceux qu'on considère non contaminés. Au contraire, si le fractionnement semble provenir simplement de l'échantillonnage, on ne tiendra pas compte de ce phénomène dans les sections suivantes.

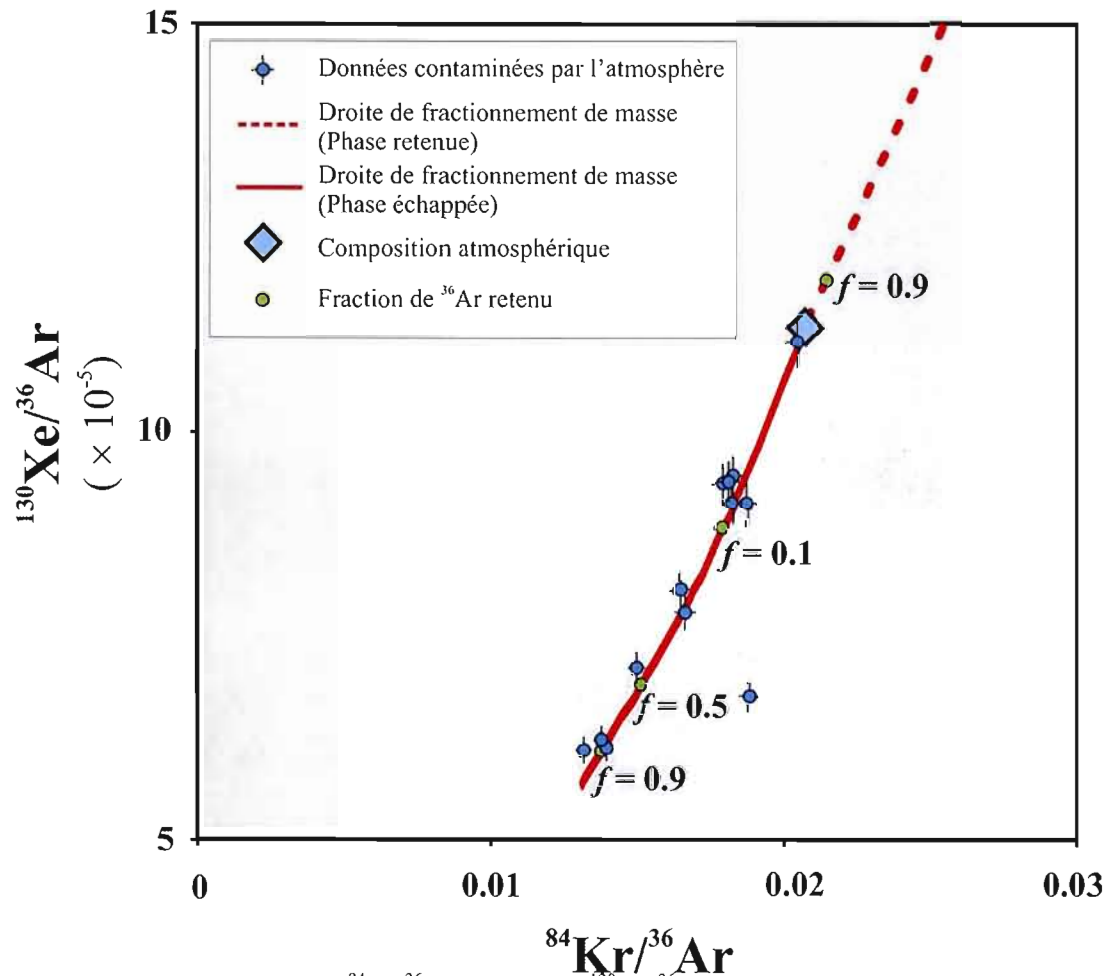


Figure 4.1 Graphique $^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{130}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}$ présentant les courbes de fractionnement de Rayleigh des phases retenue et échappée. On remarque qu'en insérant les données des points contaminés, elles concordent presque parfaitement à la droite de la phase échappée d'un fractionnement de masse dans un système ouvert (Rayleigh). Ceci signifie donc que ses données ont été obtenues par fractionnement de masse dans un système ouvert et où la fraction d'argon retenue dans le système varie entre 5% et 90%.

À la Figure 4.2 on retrouve les échantillons non contaminés sur un graphique $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar}$. On remarque que les échantillons possèdent une composante atmosphérique puisqu'ils s'alignent vers la composition de l'air. Cependant, les échantillons ne s'alignent nullement sur la ligne de fractionnement de masse. On peut donc affirmer que le fractionnement de masse observé dans les échantillons contaminés provient vraisemblablement d'une mauvaise manipulation lors de l'échantillonnage ou des tubes eux-mêmes.

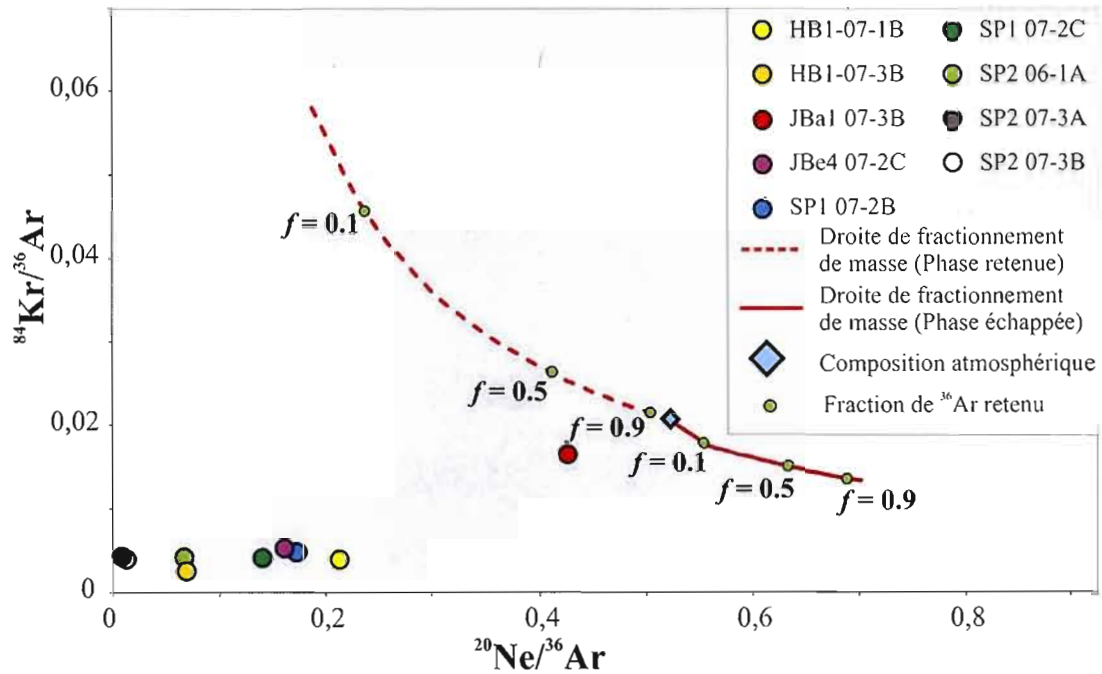


Figure 4.2 Graphique $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar}$ présentant les courbes de fractionnement de Rayleigh des phases retenue et échappée. On remarque qu'en insérant les données des points non contaminés, elles ne concordent nullement à la courbe d'un fractionnement de masse dans un système ouvert (Rayleigh). Ceci signifie donc que ces données n'ont pu être obtenues par fractionnement tel que démontré pour les échantillons fortement contaminés.

4.2 Signature mantellique

On ne peut nier la présence de gaz mantelliques dans nos échantillons, tel qu'il est démontré dans le Chapitre III. Cependant, il est difficile de déterminer la source de ce signal, soit du manteau inférieur ou supérieur. En effet, dans un graphique classique à 3 isotopes du néon tel que présenté à la Figure 3.8, les échantillons se situent plus ou moins sur la ligne de mélange Air-MORB. De plus, en considérant les incertitudes sur le graphique des isotopes du xénon (Figure 3.12), il est impossible d'affirmer avec certitude la présence ou non de production radiogénique. Pour expliquer ces tendances, 2 hypothèses sont possibles.

4.2.1 Hypothèse A : Source MORB diluée par contamination atmosphérique

Premièrement, on peut stipuler que les données résultent d'un simple mélange binaire entre le manteau supérieur (MORB) et l'atmosphère. Cependant, les données d'hélium indiquent une composante radiogénique représentant au minimum 97% de la concentration mesurée. Pour expliquer qu'on n'observe pas cette production radiogénique avec les isotopes du néon et d'argon, on doit faire appel aux températures de fermeture, soit les températures auxquelles les gaz sont libérés des minéraux. En effet, les températures de fermeture du néon et de l'argon sont supérieures à celles de l'hélium (Lippolt et Weigel, 1988; Gautheron, 2006). À de faibles températures (environ 50°C), l'hélium pourrait donc aisément s'échapper du minéral tandis que le néon et l'argon y seraient retenus. À la Figure 4.3, on remarque effectivement que la température de fermeture de l'argon est supérieure à celle de l'hélium et qu'elle influence donc aussi le rapport $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ observé.

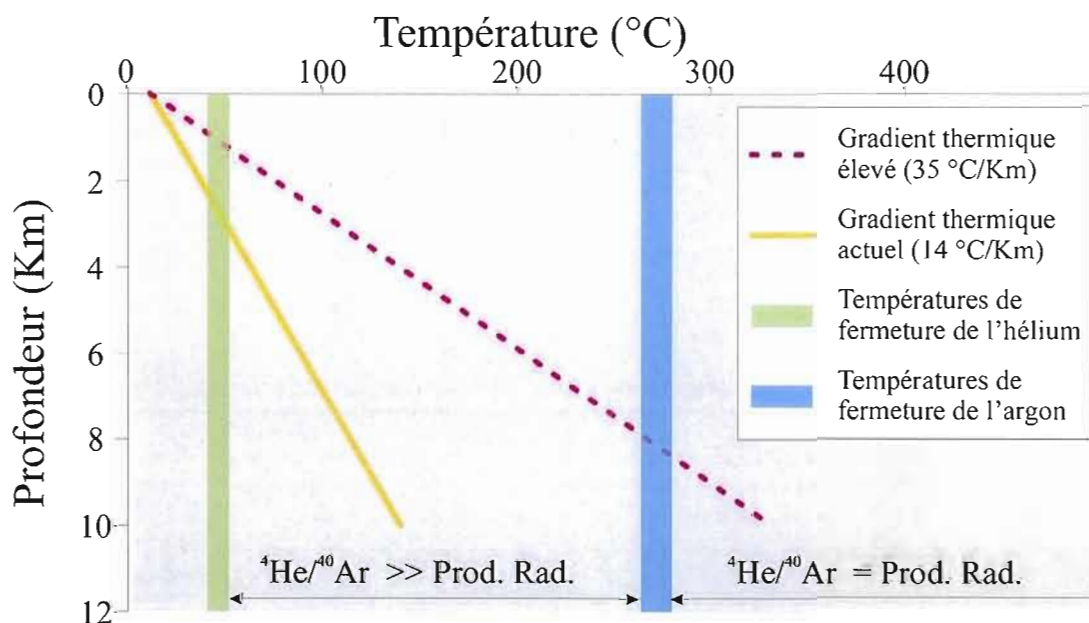


Figure 4.3 Graphique de comparaison entre des gradients thermiques faibles (14°C/Km) et élevés (35°C/Km) et leurs effets sur le rapport $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$. On remarque que dans ces 2 environnements les rapports $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ seront distincts. Effectivement, à des températures inférieures à 260°C, l'argon est retenu dans la roche hôte et le rapport $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ sera supérieur à la production radiogénique calculée. À l'inverse, pour des températures supérieures à 260°C, le rapport $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ sera égal à la production radiogénique calculée. Les données de température de fermeture proviennent de Lippolt et Weigel (1998). Le gradient thermique actuel est tiré de Guillou-Fortier et al. (1995). Tiré de O'Nions et Ballentine (1993).

Pour cette hypothèse, on suppose donc que seul l'hélium aurait une composante radiogénique produite à faible température et donc à faible profondeur. Ceci tend donc à appuyer une production radiogénique in-situ au réservoir actuel. L'absence de production radiogénique de néon indiquerait une source mantellique de type MORB. Un schéma à la Figure 4.4 présente cette première hypothèse.

4.2.2 Hypothèse B : Source OIB diluée par production radiogénique et contamination atmosphérique

Deuxièmement, on peut supposer qu'il y a production radiogénique de tous les éléments (He, Ne, Ar, Xe). Effectivement, la production de néon pourrait être masquée sur un graphique du néon s'il s'agissait d'une source provenant du manteau inférieur qui a ensuite été diluée par du néon radiogénique et subséquemment contaminée par l'air (Figure 4.5).

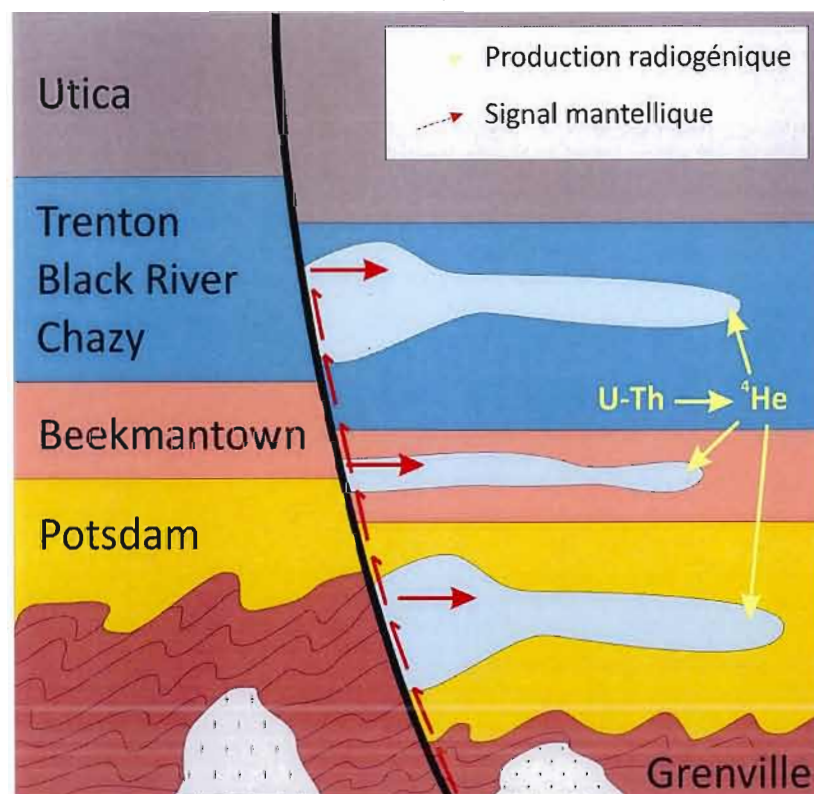


Figure 4.4 Schéma présentant une source mantellique de type MORB diluée par production radiogénique in-situ de ^4He uniquement. L'absence de production de $^{21}\text{Ne}^*$, $^{40}\text{Ar}^*$ et $^{136}\text{Xe}^*$ serait expliquée par une température ambiante plus faible que la température de relâche des isotopes.

Cependant, il est difficile de déterminer si les productions radiogéniques ont eu lieu dans le réservoir in-situ ou plutôt plus en profondeur et auraient été suivies d'une migration (Figure 4.6).

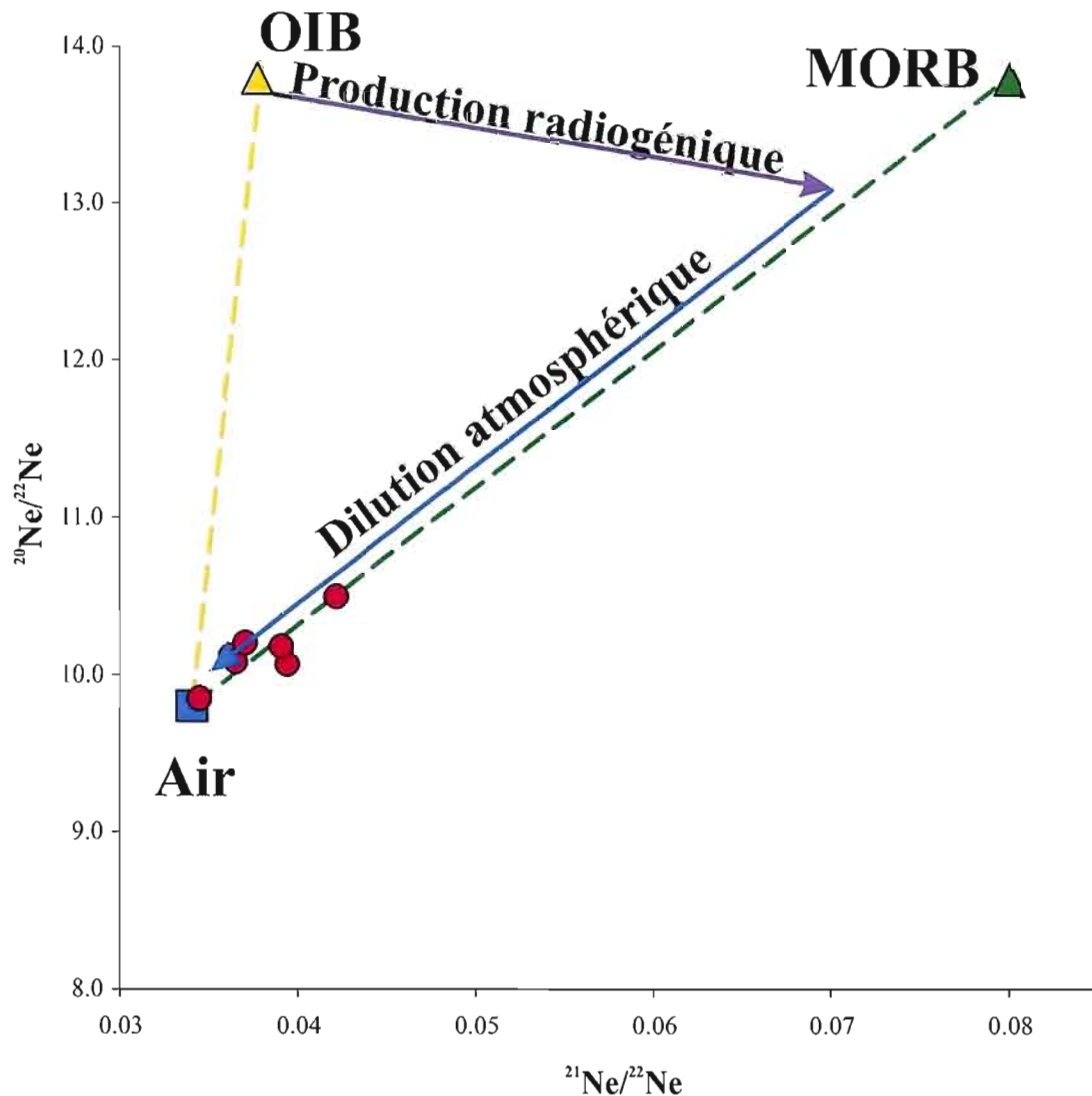


Figure 4.5 Graphique présentant les processus menant aux compositions mesurées dans les échantillons à partir d'une source profonde de type OIB. Premièrement, une production radiogénique poussée diminue le rapport $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ mais tend à augmenter le rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ menant les compositions proche de la ligne des MORB. Finalement une dilution atmosphérique fait diminuer les 2 rapports et rapproche ainsi les valeurs près de la composition atmosphériques.

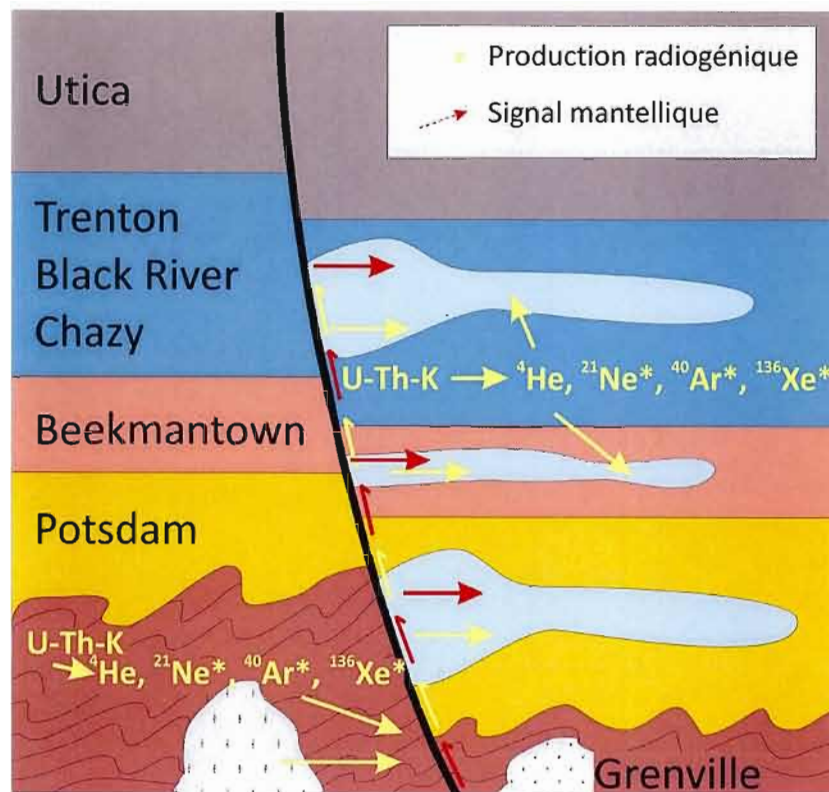


Figure 4.6 Schéma présentant une source mantellique de type OIB diluée par production radiogénique de ^4He , $^{21}\text{Ne}^*$, ^{40}Ar et $^{136}\text{Xe}^*$. La production de ces isotopes peut s'être produite en profondeur avant une migration verticale et/ou in-situ dans le réservoir.

4.2.3 Caractérisation du signal mantellique

Certains graphiques typiques permettent de différencier une source MORB d'une source OIB. En effet, sur un graphique $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ en fonction de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (Figure 4.7), les données de Bécancour se situent trop près de la composition atmosphérique pour que l'on puisse distinguer le signal mantellique parmi les deux sources possibles. La signature observée provient donc d'une des 2 sources ou de leur mélange. Aussi, il peut avoir présence de production radiogénique, qui tendrait à pousser la droite de mélange Air-OIB vers le haut en produisant principalement des isotopes de $^{40}\text{Ar}^*$. Tel que décrit dans la section précédente, la présence ou absence de production radiogénique définira l'origine, de type OIB ou MORB, du signal mantellique dans nos échantillons.

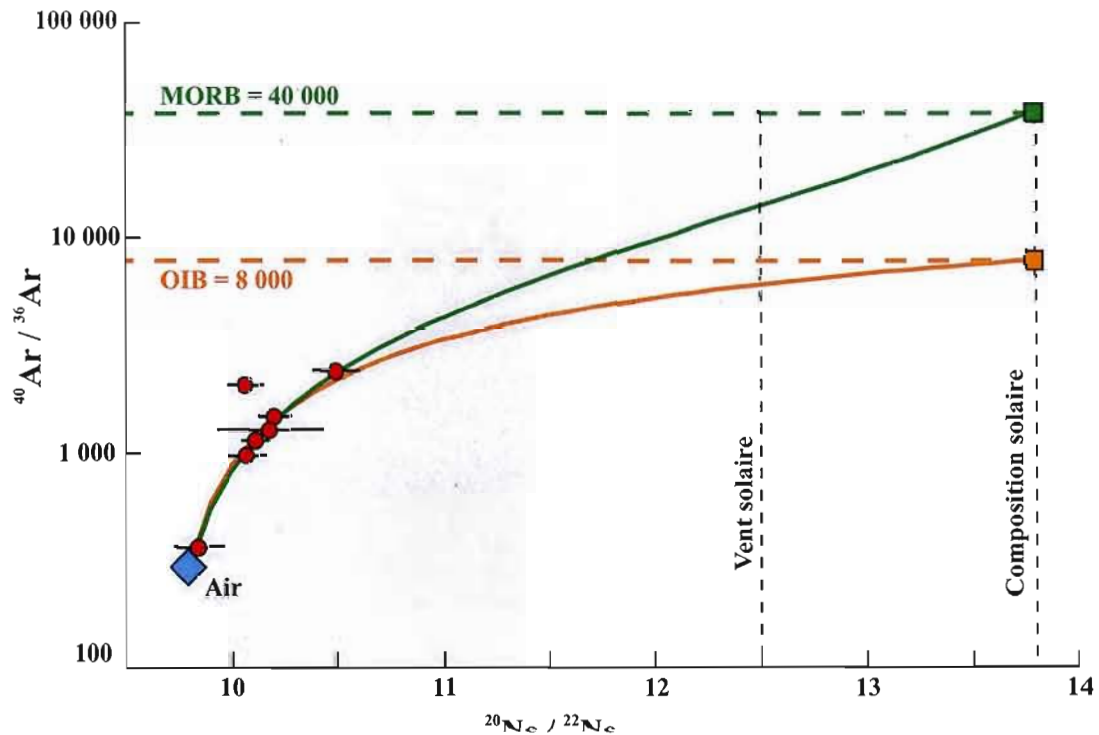


Figure 4.7 Graphique $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ versus $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. On présente ici les courbes de mélange Air-OIB et Air-MORB. On remarque qu'il est impossible de distinguer quelle source, de type OIB ou de MORB produit nos données. En effet, les 2 hypothèses sont plausibles. On définit la courbature des droites de mélange entre AIR-MORB et AIR-OIB par le ratio r qui représente le rapport $(^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar})_{\text{Air}} / (^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar})_{\text{OIB ou MORB}}$.

Afin de déterminer le type de signal mantellique dans nos échantillons, on doit d'abord examiner les corrélations entre les divers isotopes considérés radiogéniques (^4He , $^{21}\text{Ne}^*$, $^{40}\text{Ar}^*$, $^{136}\text{Xe}^*$). Puisque l'on peut affirmer avec certitude que l'hélium provient en grande partie d'une production radiogénique, si des relations sont observées entre celui-ci et les autres isotopes, on peut statuer que le néon et l'argon doivent aussi représenter une forte production radiogénique (Stuart, 1994) qui impliquerait un signal mantellique de type OIB. Au contraire, si aucune relation représentative n'est présente, on doit supposer que les concentrations observées en ^{21}Ne et ^{40}Ar doivent provenir uniquement d'une source mantellique qui appuierait l'idée d'une source de type MORB.

Aux Figure 4.8, 4.9 et 4.10, on observe que des relations significatives entre les principaux isotopes radiogéniques existent. Ces relations prouvent que la production radiogénique représente une partie importante des concentrations mesurées en néon et argon,

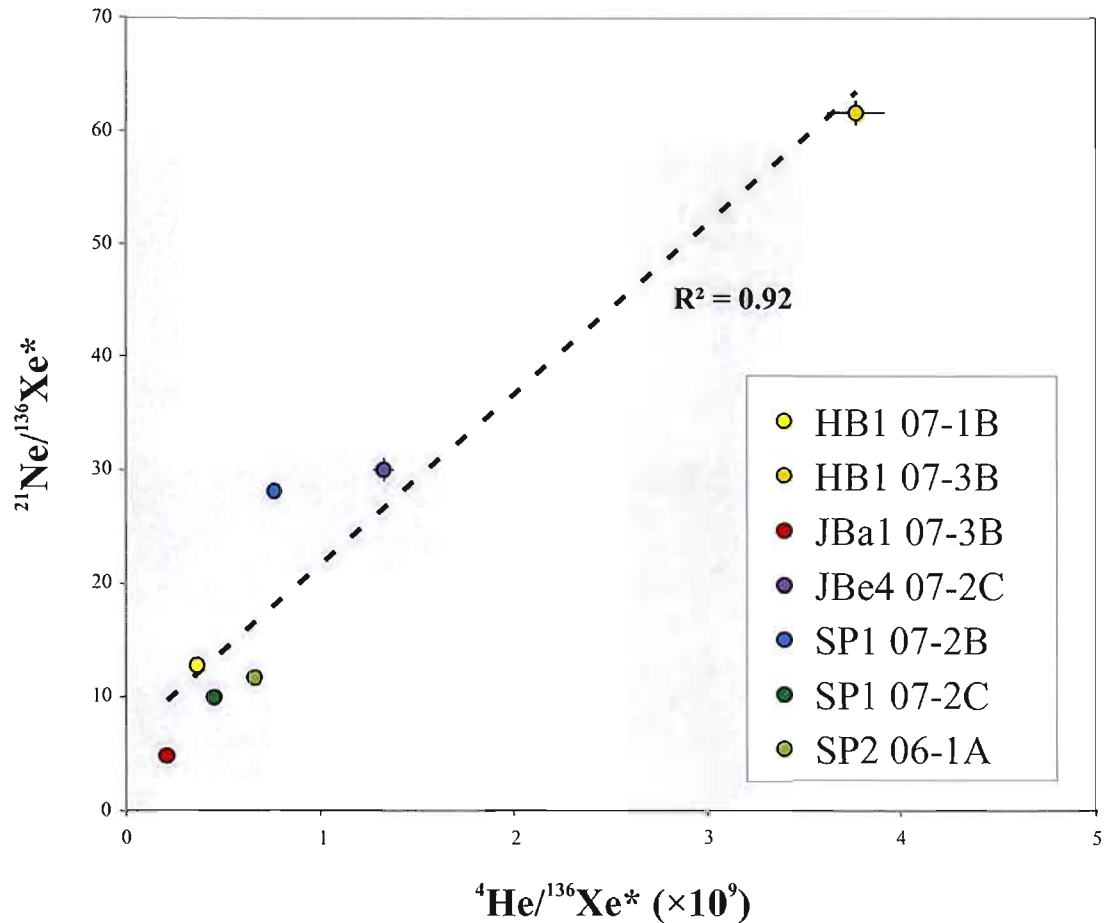


Figure 4.8 Graphique des isotopes radiogéniques $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$ versus $^{21}\text{Ne}^*/^{136}\text{Ar}^*$. On observe une relation significative suggérant que le $^{21}\text{Ne}^*$ provient du mélange d'une source mantellique et radiogénique.

tel qu'il est observable pour l'hélium. On peut donc aussi déduire que le signal mantellique provient du manteau inférieur (OIB) tel que présenté à la Figure 4.5. Le seul événement géologique qui pourrait expliquer la présence d'une telle signature est la mise en place des intrusions montréalaises. Cependant, tel que décrit au Chapitre I, l'origine ultime des Montréalaises n'est toujours pas résolue. On s'inspirera donc des résultats de Rouleau et Stevenson (2009), qui observent le rapprochement entre les intrusions Montréalaises avec les plumes de type HIMU (rapport U/Pb élevé) observés actuellement dans les îles océaniques basaltiques (OIB). Cette source serait plus ou moins contaminée par la croûte. On estimera l'âge de ce signal mantellique dans la section 4.4.

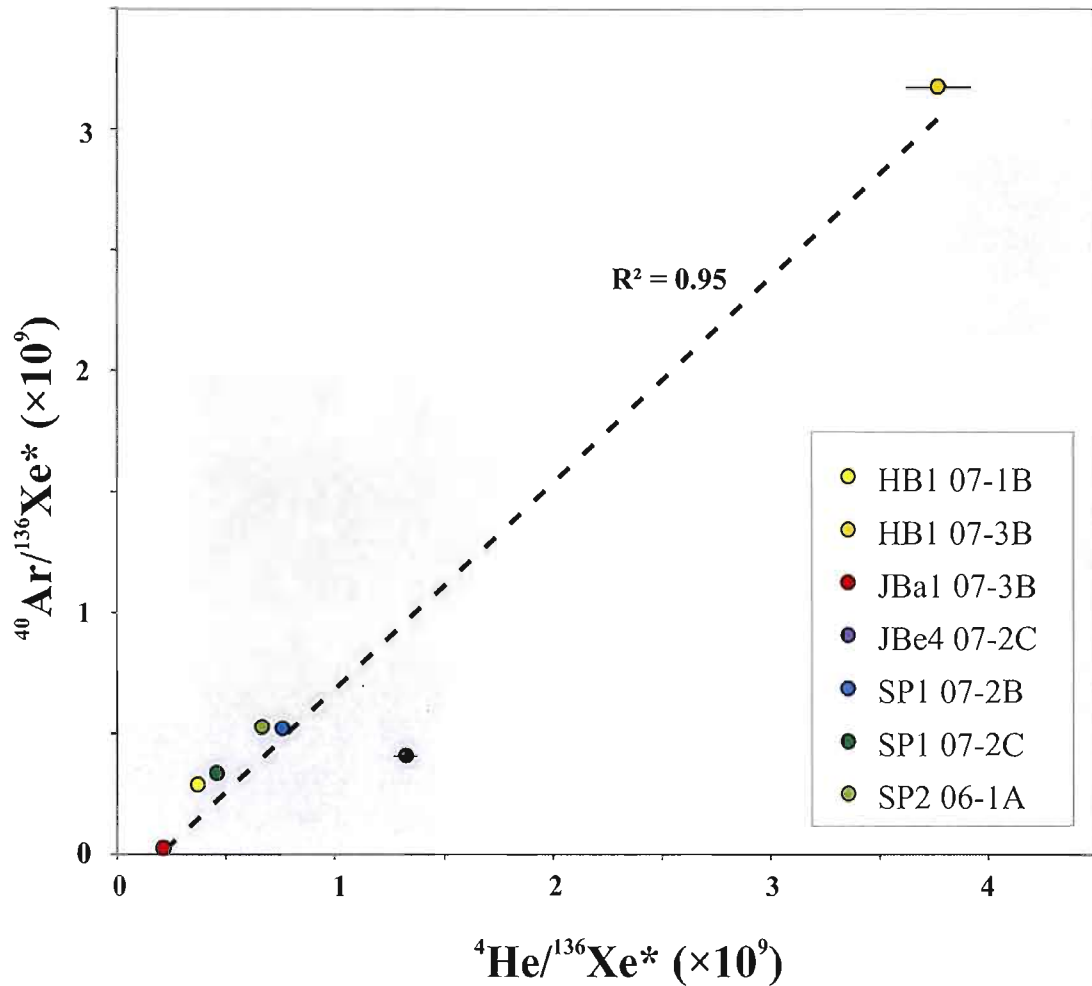


Figure 4.9 Graphique des isotopes radiogéniques $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$ versus $^{40}\text{Ar}^*/^{136}\text{Ar}^*$. On observe une relation significative suggérant que le $^{40}\text{Ar}^*$ provient du mélange d'une source mantellique et radiogénique.

4.3 Production radiogénique

Tel que démontré dans la section 4.2, on observe dans les échantillons une production radiogénique des divers isotopes. On ne peut déterminer parfaitement les taux et rapports de production puisqu'il n'existe aucune composition chimique unique représentative des roches hôtes. Effectivement, ces taux dépendent de la concentration initiale de certains éléments présents dans la roche, principalement de l'uranium et du thorium. Dans la section suivante, on calculera donc les divers taux de production pour chacune des roches présente dans la

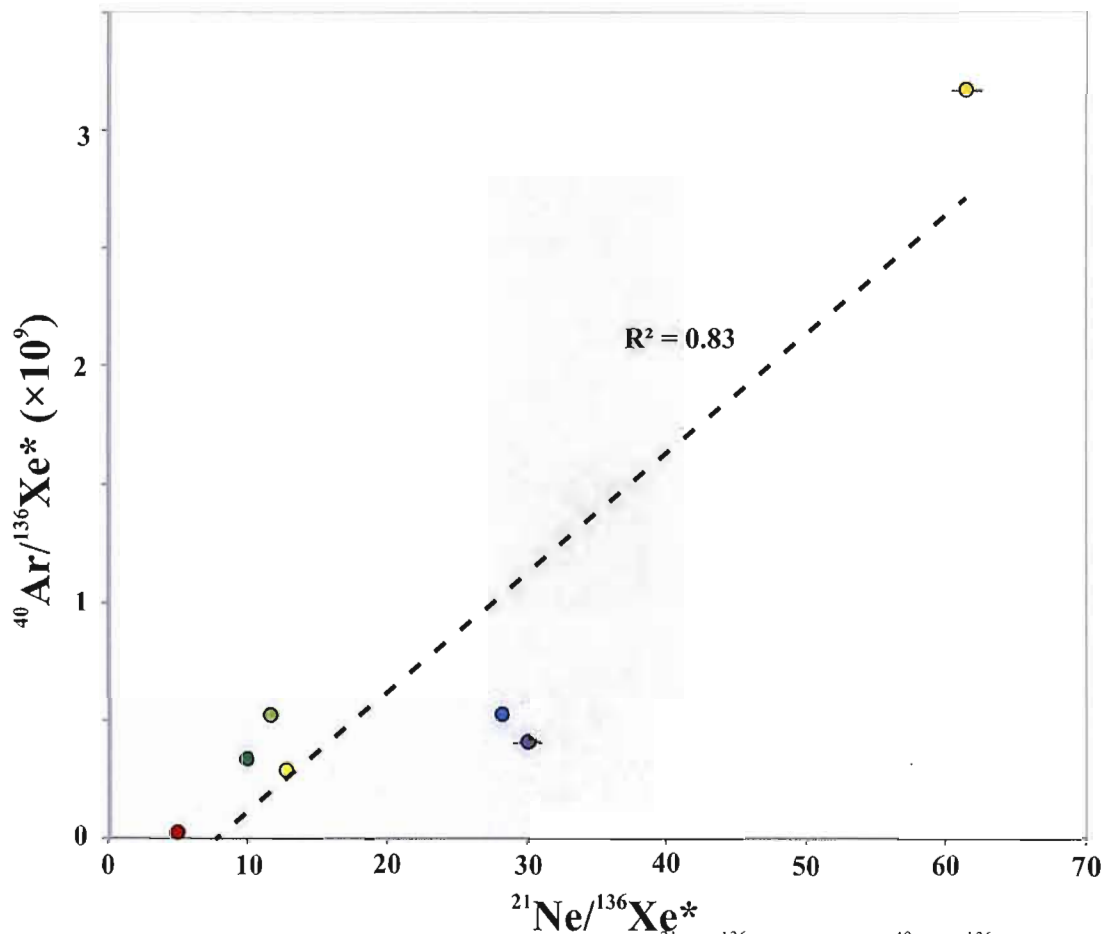


Figure 4.10 Graphique des isotopes radiogéniques $^{21}\text{Ne}^*/^{136}\text{Xe}^*$ versus $^{40}\text{Ar}^*/^{136}\text{Ar}^*$. On observe une relation significative suggérant que les isotopes $^{21}\text{Ne}^*$ et $^{40}\text{Ar}^*$ proviennent des mêmes sources.

région. Les 3 grandes divisions géologiques représentées sont le socle précambrien du Grenville, les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Montérégiennes.

4.3.1 Taux et rapports de production des isotopes radiogéniques

Certains isotopes sont produits par la décroissance radioactive d'éléments chimiques ou par la production nucléogénique résultant de réactions secondaires de neutrons. Par exemple, l'hélium de masse 4 provient de la décroissance radioactive α des éléments ^{232}Th , ^{238}U et ^{235}U tandis que l'isotope de masse 3 provient d'une décroissance de type β du tritium résultant d'une réaction entre des neutrons et le lithium. Les diverses réactions ne seront pas détaillées ici en détail mais les équations des taux de production de chaque isotope (^3He , ^4He , ^{20}Ne ,

^{21}Ne , ^{22}Ne et ^{40}Ar) sont rapportées à la section suivante (Ballentine et Burnard, 2002; Ozima et Podosek, 2001).

$$P_{^3\text{He}} = 0.8 \times \{0.01[\text{U}] \times (13.8[\text{Na}] + 5.4[\text{Mg}] + 5[\text{Al}] + 1.31[\text{Si}] + 2[\text{C}]) + 0.01[\text{Th}] \\ \times (6.0[\text{Na}] + 2.45[\text{Mg}] + 2.55[\text{Al}] + 0.56[\text{Si}] + 0.83[\text{C}]) + 0.4788[\text{U}]\} \\ \times F_{\text{Li}}$$

$$P_{^4\text{He}}^* = (3.115 \times 10^6 + 1.272 \times 10^5)[\text{U}] + 7.710 \times 10^5[\text{Th}]$$

$$P_{^{20}\text{Ne}}^* = (6.39[\text{U}] + 0.770[\text{Th}]) \times (0.0226[\text{O}\%] + 0.0022[\text{Na}\%]) \times 10^{-22}$$

$$P_{^{21}\text{Ne}}^* = \{(1.48[\text{U}] + 0.186[\text{Th}])[\text{O}\%] + (0.105[\text{U}] + 0.0179[\text{Th}])[\text{Mg}\%]\} \times 10^{-22}$$

$$P_{^{22}\text{Ne}}^* = \{(3.06[\text{U}] + 0.417[\text{Th}])[\text{F}] + (4.20[\text{U}] + 0.663[\text{Th}])[\text{Mg}\%]\} \times 10^{-24}$$

$$P_{^{40}\text{Ar}}^* = 102.2[\text{K}]$$

$$P_{^{136}\text{Xe}}^* = 4.980 \times 10^{-16}[\text{U}]$$

Où :

$P_{^3\text{He}}, P_{^{40}\text{Ar}}$: Taux de production en ^3He , et ^{40}Ar (atomes $\text{g}^{-1} \text{an}^{-1}$)

$P_{^x\text{Ne}}, P_{^{136}\text{Xe}}$: Taux de production en ^xNe , et ^{136}Xe (ccSTP $\text{g}^{-1} \text{an}^{-1}$)

$[\text{U}]$, $[\text{Th}]$, $[\text{F}]$ et $[\text{K}]$: concentrations en U, Th, F et K (ppm)

$[\text{Na}]$, $[\text{Mg}]$, $[\text{Al}]$, $[\text{Si}]$ et $[\text{C}]$: fractions massiques de Na, Mg, Al, Si et C

$[\text{O}\%]$, $[\text{Mg}\%]$ et $[\text{Na}\%]$: fractions massiques d'O, Mg et Na (en %)

F_{Li} : Fraction de neutrons de la matrice rocheuse capturés par Li

Tel qu'observé dans les équations ci-haut, les taux de production radiogénique dépendent de la composition chimique de la roche. Le Tableau 4.1 présente les concentrations chimiques utilisées dans les équations ci-haut pour chacune des roches hôtes

Tableau 4.1
Analyses chimiques et fractions de neutrons de la matrice rocheuse capturés par Li
pour les roches réservoirs potentielles

			O	Mg	Na	Al	Si	C	U	Th	F	K	Li	F_{Li}
Unités			wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	--
Provinces géologiques	Montérégiennes	<i>Gabbro</i>	41.87 ^a	4.34 ^a	1.68 ^a	8.1 ^a	19.26 ^a	0.02 ^b	0.27 ^a	2.09 ^a	557 ^b	4 900 ^a	24 ^b	0.0298 ^c
		<i>Pyroxénite</i>	40.3 ^a	5.52 ^a	1.1 ^a	5.75 ^a	17.5 ^a	0.04 ^b	1.93 ^a	2.6 ^a	557 ^b	5 065 ^a	24 ^b	0.0684 ^c
		<i>Diorite à néphéline</i>	43.15 ^a	1.84 ^a	3.97 ^a	9.58 ^a	21.68 ^a	0.01 ^b	2.52 ^a	12.07 ^a	557 ^b	18 870 ^a	24 ^b	0.0213 ^c
	Basses-Terres du Saint-Laurent	<i>Shale</i>	45.36 ^b	1.27 ^b	0.59 ^b	7.99 ^b	23.7 ^b	0.35 ^b	3.7 ^b	12 ^b	740 ^b	29 050 ^b	66 ^b	0.1026 ^c
		<i>Calcaire</i>	45.54 ^d	0.22 ^d	0.03 ^d	0.59 ^b	2.3 ^b	10.25 ^b	2.2 ^b	1.7 ^b	330 ^b	2 075 ^d	5 ^b	0.0078 ^c
		<i>Grès</i>	50.52 ^b	1.15 ^b	0.04 ^b	4.34 ^b	32.72 ^b	1.06 ^b	0.45 ^b	1.7 ^b	270 ^b	17 430 ^b	15 ^b	0.0150 ^c
	Grenville	<i>Gneiss</i>	48.69 ^e	0.59 ^e	2.77 ^e	7.29 ^e	33.47 ^e	0.01 ^e	3.9 ^e	10.5 ^e	557 ^b	16 680 ^e	19 ^e	0.0169 ^c
		<i>Quartzite</i>	51.95 ^e	0.06 ^e	0.16 ^e	1.41 ^e	43.89 ^e	0.02 ^e	3 ^e	9 ^e	557 ^e	10 960 ^e	8.3 ^e	0.0074 ^c
		<i>Amphibolite</i>	44.59 ^e	3.37 ^e	2.00 ^e	7.35 ^e	23.98 ^e	0.04 ^e	3.9 ^e	6 ^f	557 ^b	5 930 ^e	12.57 ^e	0.0156 ^c

a : Moyennes provenant de Eby (1985)

b : Walker et Cohen (2006)

c : Ballentine et Burnard (2002)

d : Ghosh et al. (1976)

e : Plante (1989)

possibles. Les taux et rapports de production radiogénique de ces mêmes unités sont reportés au Tableau 4.2.

4.4 Modèle de vieillissement

En connaissant les divers taux de production des isotopes, les rapports initiaux du signal mantellique et les rapports actuels, il est possible d'estimer un âge pour ce même signal. Torgersen et al. (1995) ont développé un tel modèle pour des eaux souterraines de Mirror Lake (New Hampshire), décrit dans la section suivante. On s'inspirera donc de leur modèle pour caractériser nos échantillons.

Tableau 4.2
 Résultats obtenus pour les taux de production radiogénique
 des roches réservoirs potentielles (*en ccSTP g⁻¹ an⁻¹*)

			³ He ×10 ⁻²²	⁴ He ×10 ⁻¹³	²⁰ Ne ×10 ⁻²²	²¹ Ne ×10 ⁻²¹	²² Ne ×10 ⁻²²	⁴⁰ Ar ×10 ⁻¹⁵	¹³⁶ Xe ×10 ⁻²²
Provinces géologiques	Montérégiennes	<i>Gabbro</i>	13.5	9.26	3.17	3.33	9.56	18.6	1.38
		<i>Pyroxénite</i>	80.5	30.8	13.1	13.6	39.5	19.3	9.86
		<i>Diorite à néphéline</i>	80.1	65.0	25.0	25.9	71.3	71.8	12.9
	Basses-Terres du Saint-Laurent	<i>Shale</i>	301	79.1	33.7	35.0	121.1	110.5	18.9
		<i>Calcaire</i>	4.34	31.4	15.8	16.3	24.6	7.89	11.2
		<i>Grès</i>	4.98	10.3	4.78	4.97	5.66	66.3	2.30
	Grenville	<i>Gneiss</i>	62.6	77.2	36.5	37.6	91.0	63.4	19.9
		<i>Quartzite</i>	13.4	62.0	30.6	31.8	72.0	41.7	15.3
		<i>Amphibolite</i>	44.0	64.3	29.9	30.9	81.1	22.6	19.9

Tableau 4.3
 Rapports de production radiogénique des roches réservoirs potentielles

			³ He/ ⁴ He Ra	²⁰ Ne/ ²² Ne --	²¹ Ne/ ²² Ne --	⁴ He/ ²¹ Ne ×10 ⁷	⁴ He/ ⁴⁰ Ar --	⁴ He/ ¹³⁶ Xe ×10 ⁸
Provinces géologiques	Montérégiennes	<i>Gabbro</i>	0.0105	0.331	3.48	2.78	4.97	6.71
		<i>Pyroxénite</i>	0.0188	0.332	3.44	2.26	16.0	3.12
		<i>Diorite à néphéline</i>	0.00885	0.350	3.63	2.52	9.06	5.05
	Basses-Terres du Saint-Laurent	<i>Shale</i>	0.0274	0.279	2.89	2.26	7.16	4.18
		<i>Calcaire</i>	0.000993	0.644	6.62	1.93	39.8	2.80
		<i>Grès</i>	0.00348	0.843	8.77	2.07	1.55	4.48
	Grenville	<i>Gneiss</i>	0.00583	0.401	4.14	2.05	12.2	3.87
		<i>Quartzite</i>	0.00155	0.425	4.41	1.95	14.9	4.05
		<i>Amphibolite</i>	0.00492	0.369	3.81	2.08	28.5	3.23

4.4.1 Modèle de « magma-aging » de Torgersen

Le modèle qui sera discuté dans les sections suivantes se base sur celui développé par Torgersen et al. (1995). Dans leur cas d'étude, les eaux souterraines étudiées possèdent un rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$ de $1.2 R_a$. Ce rapport représente vraisemblablement un signal magmatique (environ 12% du total) dilué subséquemment par une production radiogénique in-situ (88% du total). Leur modèle se base uniquement sur les isotopes d'hélium et consiste à faire « vieillir » la signature mantellique initiale ($^3\text{He}/^4\text{He}$ élevé) de la source par un ajout de ^4He radiogénique provenant de la désintégration d'uranium et de thorium. Plusieurs paramètres doivent être toutefois pris en compte. Premièrement, l'origine de la source mantellique doit être définie. En effet, il assume que les basaltes de type MORB possède un rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$ de $10 R_a$ (Torgersen, 1993) et une concentration en ^4He ($6.7 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$ de roche) plus élevés que ceux provenant d'une subduction ($1 R_a$, $6.7 \times 10^{-7} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$ de roche). Deuxièmement, le degré de dégazage (nul ou égal à 100) de la source affecte les concentrations initiales en hélium. Le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ d'une source appauvrie en hélium tendra à diminuer plus rapidement que celui d'une source enrichie. Troisièmement, le type de roche et ses concentrations en U et Th de la roche hôte affecteront le taux de production de ^4He radiogénique. Effectivement, un granite enrichi en uranium et thorium (U : 2.5 ppm, Th : 10.2 ppm) ne peut conserver la signature mantellique pour plus de 10^8 années au contraire d'un basalte appauvri (U : 0.11 ppm, Th : 0.18 ppm). Torgersen et al. (1995) ont utilisé l'équation de production radiogénique de ^4He suivante, tirée de (Torgersen, 1980) :

$$J_{He} = (0.2355 \times 10^{-12}) \times [U] \times \left[1 + 0.123 \left(\frac{Th}{U} - 4 \right) \right]$$

Où :

J_{He} : Taux de production de ^4He (ccSTP $\text{g}^{-1} \text{ an}^{-1}$)

$[U]$: Concentration de la roche hôte (ppm)

Th/U : Rapport des concentrations en thorium et uranium (ppm ppm^{-1})

Les divers résultats de chacun des scénarios sont présentés à la Figure 4.11. Avec son modèle, Torgersen arrive à la conclusion qu'un corps magmatique se serait mis en place il y a moins de 300 Ma avec un rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$ élevé.

4.4.2 Contraintes et paramètres du modèle utilisé

Le modèle utilisé dans cette étude s'inspire grandement de celui de Torgersen (1995) à quelques différences près. Ces ajouts nous permettront de mieux contraindre le modèle et donc l'âge du signal mantellique. Ceux-ci sont énumérés dans la section suivante.

Premièrement, le signal mantellique, tel que prouvé à la section 4.2, provient du manteau inférieur et non d'une subduction ou d'un MORB tel que supposé par Torgersen. Les rapports isotopiques initiaux seront donc distincts de ceux utilisés par Torgersen. On utilisera les concentrations et les rapports initiaux de Hopp et al. (2007) qui analysent des xénolites provenant du champ volcanique de Chyulu au Kenya. Dans cette étude, les concentrations en hélium indiquent une provenance du manteau lithosphérique tandis que les analyses de néon indiquent une source profonde. Nous utiliserons les données de cette étude puisque les conditions géologiques sont similaires à celles des Montérégiennes lors de leur mise en place, soit la présence d'un système de rift et d'une plume mantellique. De plus, aucune contribution de ^4He radiogénique ne semble présente.

Deuxièmement, le modèle ne se basera pas uniquement sur les isotopes d'hélium, mais aussi sur ceux de néon. Effectivement, on prendra en compte la production radiogénique des 3 isotopes ce qui fera évoluer le signal initial mantellique de type OIB vers une composition radiogénique. L'âge du signal mantellique sera établi par l'intersection de la droite d'évolution du signal mantellique et la droite définie par les échantillons. On n'essaiera pas d'établir un modèle en analysant l'évolution du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ puisqu'il est difficile d'extrapoler un rapport isotopique et des concentrations fiables du signal mantellique initial.

Troisièmement, les équations simplifiées de Torgersen ont été délaissées pour des équations plus poussées qui prennent en compte la production de ^3He . Ces équations sont trouvées à la section 4.3.1.

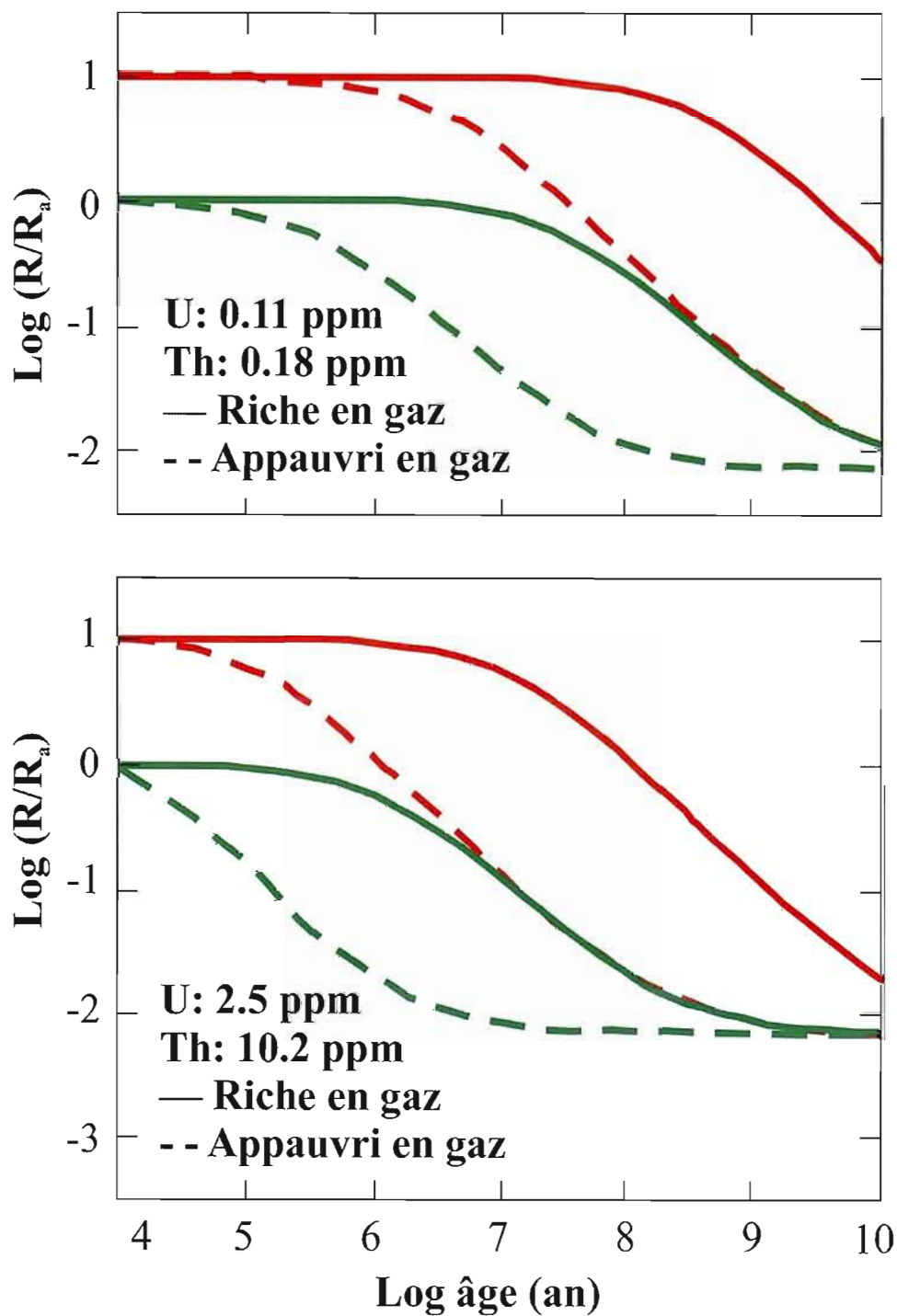


Figure 4.11 Variation des rapports isotopiques d'hélium en fonction du temps pour un basalte à faible teneur en uranium (graphique du haut) et pour un granite enrichi en uranium (graphique du bas). Les lignes rouges représentent une source de type MORB et les lignes vertes sont associées à une subduction (modifié de Torgersen et al., 1995).

Quatrièmement, on prend en compte la migration du signal mantellique ce qui signifie qu'on fait vieillir le signal mantellique dans divers type de roches. En effet, on considérera un vieillissement dans des roches magmatiques mais aussi dans des roches sédimentaires qui sont actuellement les roches hôtes et les roches du Grenville. Le principal effet de cette migration consiste à changer les compositions chimiques des roches hôtes, affectant ainsi les taux de production radiogénique des divers isotopes et l'âge du signal mantellique.

Dans les paragraphes qui suivent, on décrira les divers paramètres qui définissent notre modèle. Tout d'abord, on considère que le signal magmatique provient d'une source similaire au champ volcanique de Chyulu (Kenya) qui implique la présence d'une plume qui a plus ou moins interagit avec le manteau subcontinental (Hopp et al., 2007).

Dans cette étude, les rapports isotopiques $^3\text{He}/^4\text{He}$ et les concentrations en ^4He varient entre 5.92 et 7.26 Ra et entre 1.19×10^{-7} et 1.07×10^{-6} ccSTP/g respectivement. On utilisera les valeurs moyennes de 6.56 Ra et 5.80×10^{-7} ccSTP/g.

En ce qui concerne le néon, les rapports $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ de Hopp et al. (2007) oscillent entre 10.26 et 11.36 et les rapports $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ entre 0.0329 et 0.442, tandis que les concentrations en ^{22}Ne se situent entre 3.86×10^{-12} et 5.31×10^{-11} ccSTP/g. Afin de définir une source sans la moindre contamination, on utilisera le rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ extrapolé, tel que défini par l'équation trouvée à la section 3.4.2, tandis qu'un rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ initial a une valeur de 0.0328. Ainsi, on pourra utiliser une source purement mantellique. En utilisant un rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ moyen de 0.0376 on obtient pour un rapport $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ de 13.8 un rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ extrapolé de 0.0663. Ce rapport représente la composition du signal mantellique avant contamination atmosphérique et radiogénique in-situ. Les concentrations moyennes en ^{22}Ne sont de 2.07×10^{-11} ccSTP/g.

Les taux de production radiogénique utilisés sont ceux présentés au Tableau 4.2. On reportera l'évolution selon toutes les roches hôtes possibles.

4.4.3 Résultats pour l'Hélium

On peut calculer les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ en fonction du temps avec l'équation suivante :

$$\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_t = \frac{[^4\text{He}]_i \times \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_i \times 1.39 \times 10^{-6} + P_{^3\text{He}}^* \times t}{[^4\text{He}]_i + P_{^4\text{He}}^* \times t \times 1.39 \times 10^{-6}}$$

Où :

$\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_t$: Rapport observé au temps t

$\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_i$: Rapport du signal mantellique initial

$[^4\text{He}]_i$: Concentration initiale du signal mantellique en ^4He (ccSTP $\text{g}^{-1} \text{an}^{-1}$)

$P_{^3\text{He}}^*, P_{^4\text{He}}^*$: Taux de production radiogénique en ^3He et ^4He (ccSTP $\text{g}^{-1} \text{an}^{-1}$)

t : Temps (années)

En modifiant la formule précédente, on peut aussi calculer le temps qu'il faudrait pour obtenir un certain rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ observé :

$$t = \frac{[^4\text{He}]_i \times 1.39 \times 10^{-6} \times \left[\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_t - \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_i \right]}{P_{^3\text{He}}^* - \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_t \times 1.39 \times 10^{-6} \times P_{^4\text{He}}^*}$$

À la Figure 4.12, on peut observer l'évolution du rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ pour les diverses roches hôtes possibles. En effet, ce rapport tend à diminuer avec le temps puisque le taux de production en ^4He est beaucoup plus élevé que celui en ^3He . Pour chaque roche hôte, on notera 2 âges : un âge minimal qui correspond à l'interception de l'évolution du rapport avec le rapport maximal observé (0.18 Ra) et un âge maximal qui intercepte le rapport minimal observé (0.069).

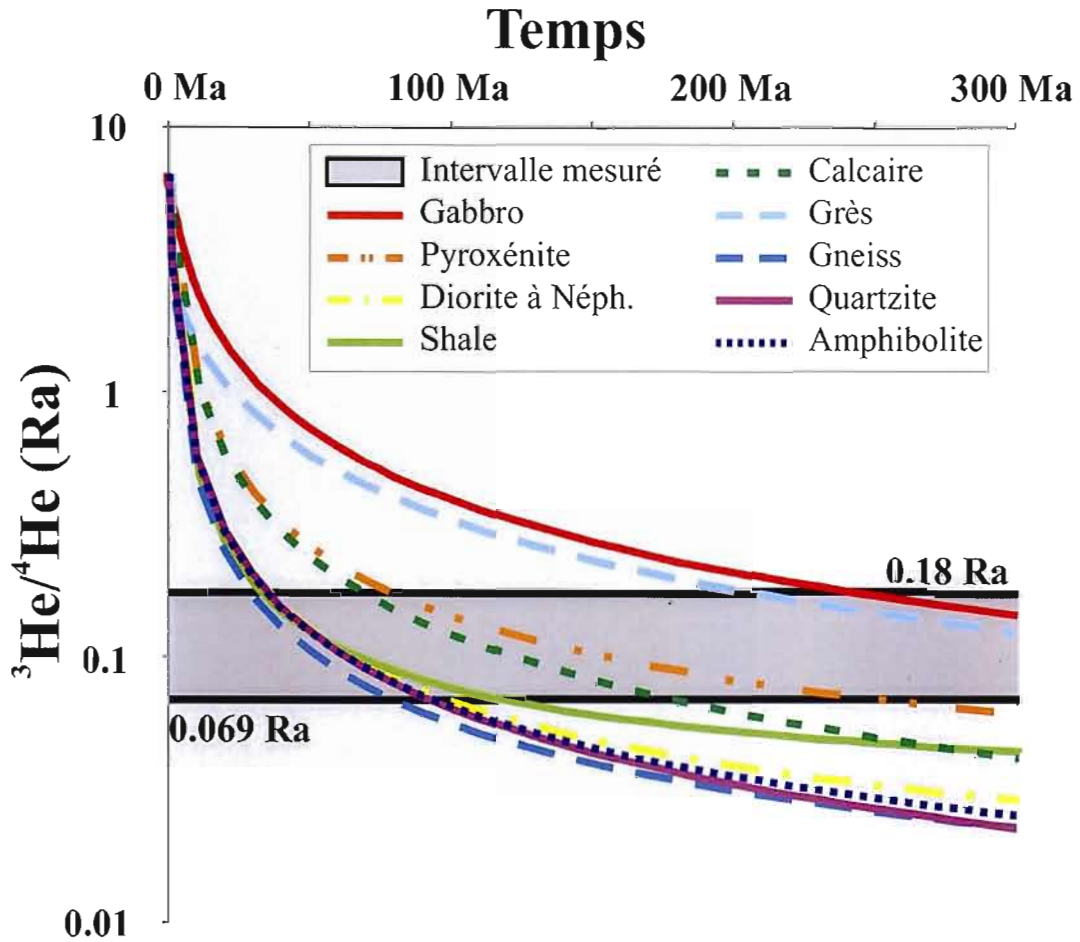


Figure 4.12 Modèle d'évolution du rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ en fonction du temps.

La principale observation est que tous les âges sont de l'ordre de millions d'années. Plus spécifiquement, on remarque que les modèles d'évolution des roches grenvilliennes (gneiss, quartzite et amphibolite) interceptent les concentrations mesurées entre 28 Ma et 91 Ma. Les âges obtenus par les roches provenant des Montérégiennes sont beaucoup plus variables, tel que pour le gabbro qui indique des âges supérieurs à 236 Ma et inférieurs à 695 Ma. Ceci ne signifie pas que le gaz mantellique ne dérive pas d'un gabbro, mais plutôt qu'il a dû être en contact avec un autre type de roche pour une période prolongée afin d'hériter de la signature radiogénique mesurée. La pyroxénite présente des âges entre 75 Ma et 244 Ma, tandis que les âges liés à la diorite à néphéline oscillent entre 33 Ma et 96 Ma. En ce qui concerne les âges des roches des Basses-Terres du Saint-Laurent, on obtient entre 31 Ma et 114 Ma pour le shale, entre 66 Ma et 176 Ma pour le calcaire et entre 203 Ma et 557 Ma pour le grès.

4.4.4 Résultats pour le néon

En connaissant les conditions initiales du signal mantellique, soit les concentrations et les rapports isotopiques, ainsi que les taux de production, les isotopes du néon peuvent nous indiquer un âge du signal mantellique. Cependant, le néon possède 3 isotopes radiogéniques, même si la production de ^{21}Ne est largement supérieure aux autres. Pour calculer un âge dans un graphique à 3 isotopes du néon, on doit tout d'abord corriger nos données pour une contamination atmosphérique. On doit donc définir un champ de données extrapolées. Ce champ sera défini par les droites à pente maximale et minimale d'une série de droites passant par la composition atmosphérique de chaque échantillon (Figure 4.13). Aussi, on doit déterminer la trajectoire de la dilution radiogénique du signal mantellique initial. Cette trajectoire est définie par les taux de production des 3 isotopes (^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne). L'âge du signal mantellique sera estimé par l'intersection entre ce champ de valeurs extrapolées et la trajectoire de la dilution radiogénique.

Les trajectoires de chacune des roches hôtes et le champ de données extrapolées sont tracés à la Figure 4.13. On remarque que la limite inférieure du champ de valeurs extrapolées tombe sur la composition initiale du signal mantellique. On utilisera donc la limite supérieure du champ qui par contre, n'indiquera que le temps de résidence maximal du signal profond dans une roche hôte. À la Figure 4.14, on peut estimer graphiquement les âges maximaux du signal mantellique. Cependant, on peut aussi calculer plus exactement l'âge défini par l'intersection entre la limite maximale du champ et la dilution du signal mantellique pour un type de roche donné. L'équation de la limite supérieure du champ peut être définie par :

$$\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t = 50.396 \times \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t + 8.3385$$

Où :

$\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t, \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t$: Rapports isotopiques $\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ et $\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ à l'intersection, soit avant la contamination atmosphérique.

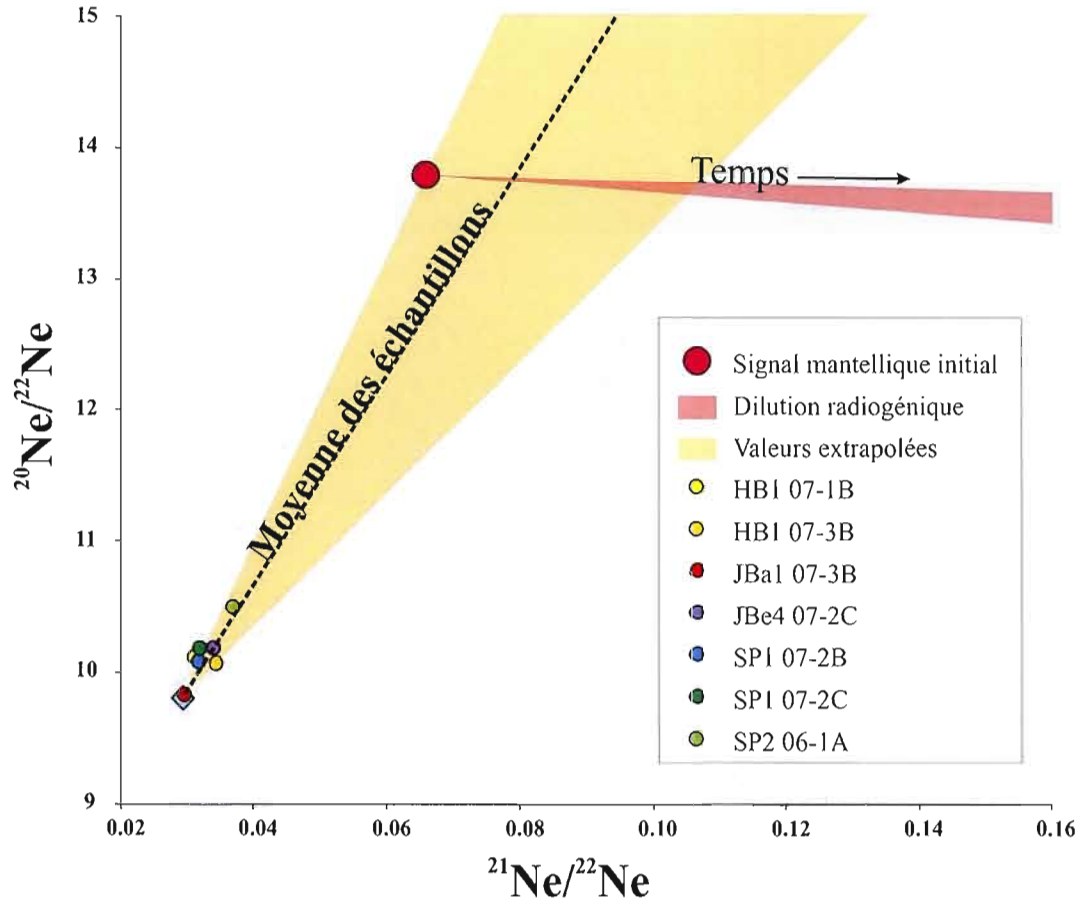


Figure 4.13 Modèle d'évolution du signal mantellique dans le graphique à 3 isotopes du néon. Le signal mantellique initial ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.0663$ et $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13.8$) est dilué par une addition de ^{21}Ne radiogénique plus élevée que celles de ^{22}Ne et de ^{20}Ne . Cette dilution radiogénique tend donc à avoir une pente nulle. On estimera l'âge de ce signal mantellique lorsqu'il interceptera les valeurs extrapolées de nos échantillons (pour un $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13.8$).

L'équation de chaque droite de dilution de chaque roche, quant à elle, peut être calculée par l'équation :

$$\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t = \frac{[^{20}\text{Ne}]_i \times P_{^{22}\text{Ne}}^* - [^{22}\text{Ne}]_i \times P_{^{20}\text{Ne}}^*}{[^{21}\text{Ne}]_i \times P_{^{22}\text{Ne}}^* - [^{22}\text{Ne}]_i \times P_{^{21}\text{Ne}}^*} \times \left[\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t - \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_i \right] + \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_i$$

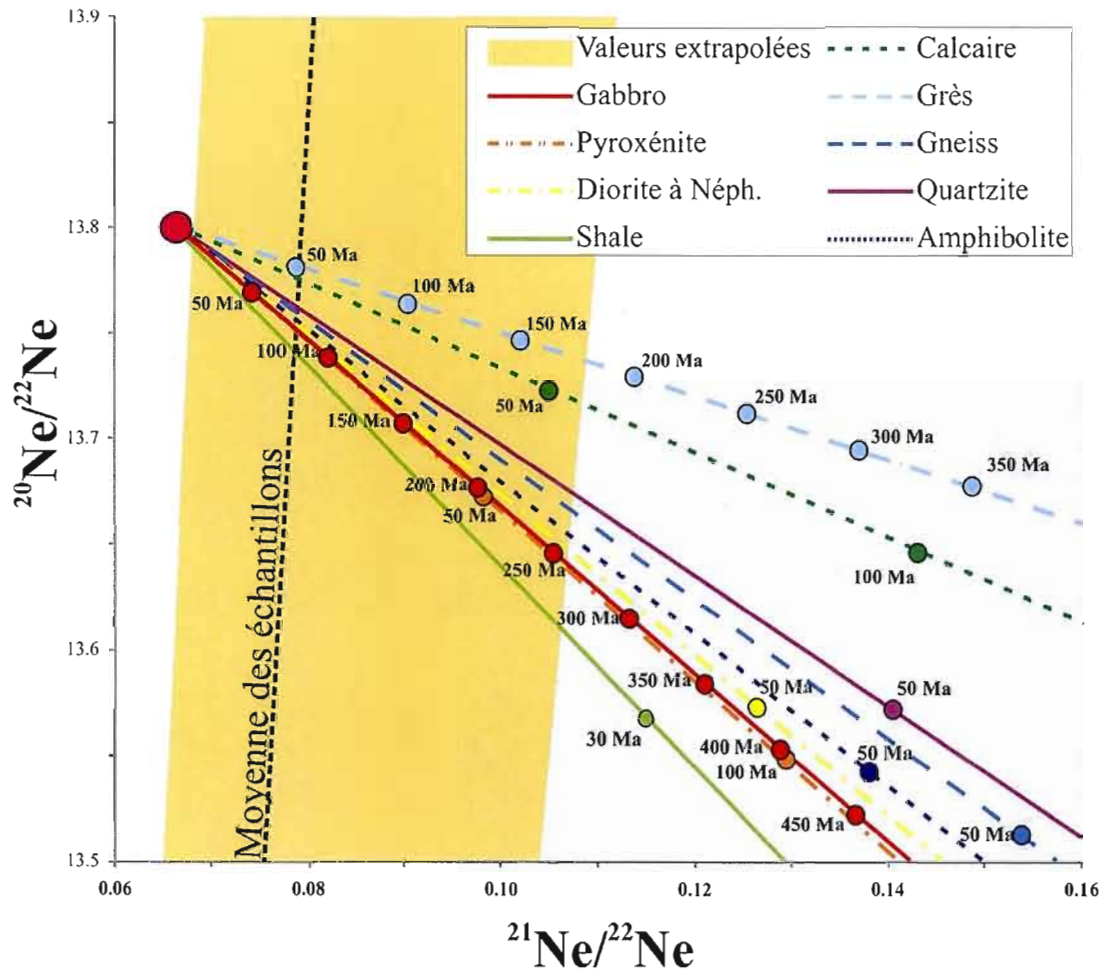


Figure 4.14 Modèle d'évolution dans le temps du signal mantellique dans le graphique à 3 isotopes du néon

Où :

$[^{20}\text{Ne}], [^{21}\text{Ne}], [^{22}\text{Ne}]$: Concentrations du signal mantellique en ^{20}Ne , ^{21}Ne et ^{22}Ne respectivement ($\text{ccSTP} \times \text{g}^{-1}$)

$P_{^{20}\text{Ne}}^*, P_{^{21}\text{Ne}}^*, P_{^{22}\text{Ne}}^*$: Taux de production radiogénique en ^{20}Ne , ^{21}Ne et ^{22}Ne respectivement ($\text{ccSTP} \times \text{g}^{-1} \times \text{an}^{-1}$)

$\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t, \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t$: Rapports isotopiques $\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ et $\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ à l'intersection

$\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_i, \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_i$: Rapports isotopiques $\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ et $\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ du signal mantellique

Avec ces 2 équations, on peut obtenir les conditions avant contamination atmosphérique, soit le $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ extrapolé. Finalement, avec cette donnée, on peut calculer un âge pour le signal mantellique :

$$t = \frac{[^{21}\text{Ne}]_i - \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t \times [^{22}\text{Ne}]_i}{P_{^{22}\text{Ne}}^* \times \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t - P_{^{21}\text{Ne}}^*}$$

Où :

$[^{21}\text{Ne}], [^{22}\text{Ne}]$: Concentrations du signal mantellique en ^{21}Ne et ^{22}Ne respectivement (ccSTP $\times\text{g}^{-1}$)

$P_{^{21}\text{Ne}}^*, P_{^{22}\text{Ne}}^*$: Taux de production radiogénique en ^{20}Ne , ^{21}Ne et ^{22}Ne respectivement (ccSTP $\times\text{g}^{-1}\times\text{an}^{-1}$)

$\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_t$: Rapport isotopique $\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)$ à l'intersection

Tout comme pour les âges indiqués par les ratios $^3\text{He}/^4\text{He}$, les âges obtenus par les isotopes du néon sont de l'ordre de millions d'années. Le gneiss de la Province du Grenville indique un âge maximal de 22.3 Ma, tandis que la quartzite et l'amphibolite présentent des âges <26.5 Ma et <27.1 Ma respectivement. Des âges similaires sont définis par la diorite à néphéline des Montérégiennes (<32.3 Ma). L'âge maximal est obtenu avec le gabbro (Montérégiennes), soit <250 Ma. Toutefois, on arrive à des âges inférieurs à 61.2 Ma pour la pyroxénite. Pour les Basses-Terres du Saint-Laurent, les âges maximaux varient entre 23.6 Ma pour le shale et 172 Ma pour le grès. Le calcaire présente des âges <52.3 Ma.

4.5 Interprétations et conclusion

Les âges obtenus par les isotopes d'hélium et de néon, même s'ils sont plutôt incertains, concordent les uns avec les autres. On remarque pourtant que les âges maximaux des isotopes de néon sont inférieurs à ceux de l'hélium. On peut expliquer ces résultats par des températures, et donc des profondeurs récentes (< 10 Ma) peu importantes qui ne permettent pas aux isotopes de néon radiogénique de s'échapper des minéraux. En effet, l'hélium ayant une température de fermeture plus faible que celle du néon, on peut suggérer que ce dernier reste piégé tandis que le premier peut s'échapper (Lippolt et Weigel, 1998; O'Nions et Ballentine, 1993). Toutefois, on doit noter que ce phénomène est d'importance minime puisqu'il existe une relation significative entre les taux de production de ^4He et de $^{21}\text{Ne}^*$ (Figure 4.7).

Les rapports permettent de contraindre sommairement l'âge du signal mantellique. En effet, on peut affirmer que le signal ne peut être récent parce que les âges minimaux obtenus avec les isotopes d'hélium sont supérieurs à 28 millions d'années. Au contraire, les âges maximaux déterminés par les isotopes du néon sont inférieurs à 250 Ma. Seul le magmatisme montréalais (± 124 Ma; Eby, 1984; Foland et al., 1986) correspond à la fourchette d'âge créée par ces limites temporelles. Ainsi, on peut confirmer que les rapports et concentrations utilisés pour les conditions initiales sont probablement conformes aux conditions des collines Montérégiennes puisqu'on obtient des âges concordants. Ainsi on appuie l'hypothèse avancée par Rouleau et Stevenson (2009) qui stipule que les intrusions seraient produites par une remontée du manteau asthénosphérique, liée à celle d'une plume qui produirait un manteau lithosphérique métasomatique. La fusion de la lithosphère est reliée à la réactivation du paléo-rift d'Ottawa-Bonnechère lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique. Lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique, le rifting provoque la fusion par décompression du manteau lithosphérique et formerait ainsi le magma des intrusions Montérégiennes.

On ne peut cependant déterminer avec certitude la roche hôte d'origine du gaz mantellique mesurée. En effet, ce gaz étant actuellement trouvé dans les roches sédimentaires telles que le grès de Potsdam et les calcaires du Chazy, Black River et Trenton, on sait que le gaz doit provenir d'une roche source extérieure, c'est-à-dire d'une roche de la province géologique des Montérégiennes. Ceci tend à indiquer donc qu'il y a eu migration de volatiles

pendant ou après le Crétacé. Malheureusement, on ne peut contraindre cette migration tout simplement parce que l'âge maximal défini pour le grès par les isotopes du néon (172 Ma) est supérieur à la mise en place des Montérégiennes. Il en est de même pour l'âge minimal du gabbro (236 Ma) obtenus par le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$. Le gaz pourrait donc avoir migré récemment (<1 Ma) et ainsi gardé une signature radiogénique purement gabbroïque ou au contraire avoir migré dans les séquences sédimentaires lors la mise en place des Montérégiennes et gardé une signature radiogénique du grès. Évidemment, ces 2 exemples sont des cas extrêmes et il est plus que probable que le signal observé actuellement provient d'un mélange entre diverses roches réservoirs représentant les Montérégiennes et les Basses-Terres du Saint-Laurent.

En conclusion, le modèle présenté ici permet de confirmer qu'une signature profonde caractérisée par des rapports $^3\text{He}/^4\text{He} = 6 \text{ Ra}$, $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 13.8$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.0663$ (Hopp et al., 2007) suivie d'une dilution radiogénique peut produire les valeurs mesurées. Ce type de signal est associé à un environnement où il y a présence de mélange entre une source OIB et une source MORB correspondant aux intrusions Montérégiennes. On peut confirmer qu'il y a eu migration de gaz pendant ou après la mise en place des Montérégiennes et que ce signal semble avoir effacé toute signature antérieure. En effet, le modèle présenté concorde avec un signal mantellique suivi d'une dilution radiogénique inférieure à 250 Ma, représentant une période maximale de vieillissement dans un gabbro.

CONCLUSION

Les saumures de Bécancour, associées à des accumulations de gaz naturel, se situent dans des réservoirs de grès et calcaires des Basses-Terres du Saint-Laurent. L'origine des ces saumures, ainsi que du gaz, n'est toutefois pas résolue. Les diverses valeurs géochimiques provenant principalement des ions majeurs (Na, Ca et Cl) et des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) indiquent que les saumures proviennent vraisemblablement d'une eau qui a interagit avec des roches cristallines et/ou le grès de base (Chapitre II). La migration verticale à leur position stratigraphique actuelle aurait eu lieu lorsque les fluides auraient été chauds et se serait produite via de profondes failles. Ces fluides chauds pourraient aussi être la cause de la présence de dolomies hydrothermales dans la région. Toutefois, l'âge de migration de ces fluides et l'âge de formation du réservoir n'ont toujours pas été déterminés.

Les analyses de gaz rares (He, Ne, Ar et Xe) sur les accumulations de gaz naturel permettent de mieux contraindre l'origine de ces saumures et gaz. En effet, du gaz naturel a été prélevé à partir de 8 puits de saumures. Une partie des échantillons a été contaminée par l'air, mais dans les échantillons non-contaminés on observe clairement une signature mantellique. En effet, les rapports isotopiques $^3\text{He}/^4\text{He}$ indiquent une proportion mantellique d'environ 2% (soit 98% provenant de production radiogénique). Les rapports de néon, quant à eux prouvent que les données mesurées proviennent d'une source profonde de type OIB diluée par une production radiogénique. En effet, même si les échantillons se positionnent près de la ligne des MORB, la corrélation entre les concentrations de ^4He et de $^{21}\text{Ne}^*$ suggère que le néon provient lui aussi en partie d'une production radiogénique. Puisqu'on a déterminé la présence de néon radiogénique, on doit supposer que le signal mantellique initial devait posséder un rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ inférieur à celui des MORB et comporte donc une source plus profonde.

Un modèle de vieillissement du signal mantellique a été développé afin de contraindre l'âge de celui-ci. On a dû supposer quelques paramètres, principalement associés aux rapports isotopiques initiaux ainsi que les concentrations initiales. En fait, on a assumé que le signal mantellique provenait d'une source liée aux Montérégiennes. En effet, lorsque l'on utilise des concentrations et rapports initiaux provenant d'environnements similaires à ces intrusions (Hopp et al., 2007), on obtient des âges concordants. Même si les limites temporelles maximale et minimale contraignent peu précisément l'âge du signal mantellique, on peut tout de même affirmer qu'une source mantellique des Montérégiennes peut résulter en des valeurs similaires à celles mesurées.

Même si les analyses n'ont été effectuées que sur le gaz et non sur les saumures, il est probable que leur origine soit commune, mais est impossible à démontrer avec les données actuelles. Puisqu'il n'existe que 3 puits dont on détient des valeurs fiables en salinité et en composition isotopique des gaz rares, aucune corrélation ne peut être établie. Cependant, on suppose que la migration qui a permis l'ascension des saumures à leur position actuelle nécessitait une grande quantité de chaleur (Smith, 2006). Les seuls événements géologiques qui auraient permis cette ascension seraient l'avancée du front appalachien et la mise en place des intrusions Montérégiennes. On sait que la présence de volatiles magmatiques provient vraisemblablement de ces dernières puisque les âges obtenus sont inférieurs à 250 Ma.

De plus, puisque des relations existent entre nos isotopes de source radiogénique (^4He , $^{21}\text{Ne}^*$ et $^{40}\text{Ar}^*$), il est possible d'admettre que tous ces éléments peuvent s'échapper des minéraux (Stuart, 1994) lors de leur production. S'il en est ainsi, on peut déduire que la température de la roche doit être supérieure à 250°C (Lippolt et Weigel, 1988). Actuellement, on ne retrouve pas cette température dans le réservoir de Bécancour. En effet, on suppose plutôt que sa température est inférieure à 50°C en estimant un gradient thermique de 14°C/Km (Guillou-Frottier et al., 1995) et en connaissant la profondeur du réservoir, qui est inférieure à 1500m. On peut toutefois expliquer de telles températures dans le réservoir lorsque l'on fait appel aux notions suivantes :

(1) On peut supposer que le gradient thermique était beaucoup plus élevé lors de la formation des Appalaches et des Montérégiennes, soit jusqu'à 33-37°C/Km (Yang et Hesse, 1993) et on sait que lors de ces événements géologiques, l'épaisseur des roches paléozoïques

était beaucoup plus importante. En effet, la profondeur d'enfouissement post-taconien a atteint jusqu'à 6.7 Km (Yang et Hesse, 1993). On sait aussi que lors du magmatisme des Montérégiennes, les Basses-Terres avaient une épaisseur beaucoup plus importante. Ceci est prouvé par la présence de fragments de calcaires dévoniens, aujourd'hui absents, dans la brèche de l'Île Ste-Hélène, associée aux intrusions Montérégiennes (Globensky, 1987; Hofman, 1972). La profondeur lors des intrusions devait aussi être plus importante puisqu'un mouvement inverse a été enregistré il y a moins de 150 Ma par Roden-Tice et Tremblay (2009) sur des failles limitant le Grenville et les Basses-Terres du Saint-Laurent. Signalons que cet âge de mouvement de failles pourrait correspondre aux âges évalués dans cette étude. Une profondeur plus élevée, soit par ajout d'unités aujourd'hui absentes ou par mouvement de faille, ainsi qu'une hausse du gradient thermique, pourrait donc augmenter la température du réservoir jusqu'à des températures de 250°C.

(2) Des températures de précipitation de 260°C ont été mesurées dans des inclusions fluides du réservoir de St-Flavien (Bertrand et al., 2003). En effet, les auteurs affirment que le passage d'un fluide chaud (260°C) peu salin (<3% NaCl équivalent) d'origine métamorphique a cimenté la porosité antérieure du réservoir. Cette cimentation se retrouve surtout sous forme de dolomie. Les saumures de Bécancour seraient un excellent analogue d'un tel fluide. En effet, l'origine profonde pourrait expliquer les valeurs des isotopes stables et la dolomitisation pourrait à son tour causer l'enrichissement significatif en calcium. Même si le fluide de St-Flavien est peu salin, on peut expliquer la salinité élevée des saumures de Bécancour par une interaction fluide-encaissant prolongée. On peut donc proposer une origine commune profonde aux gaz mantelliques et aux saumures. Il semble aussi que celles-ci aient joué un rôle dans le développement de réservoirs dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. L'arrivée de gaz naturel peut être contemporaine ou postérieure à ce développement. La source de ces hydrocarbures n'a toujours pas été identifiée même si on sait que les shales d'Utica des roches sources à contenu en matière organique élevé (Ryder et al., 1998). On ne doit pas négliger aussi l'idée que le gaz trouvé dans le réservoir de Bécancour, se constituant surtout de méthane, peut provenir en partie d'un réservoir plus profond associé au signal mantellique observé.

APPENDICE A

TABLEAUX DE RÉSULTATS DES ANALYSES DE GAZ RARES

A.1	Quantité en gaz rares (ccSTP) des échantillons provenant des puits Husky-Bruyères Sainte-Angèle #1 (HB1), Junex Batiscan #1 (JBA1), Junex Bécancour #2 (JBe2) et Junex Bécancour #4 (JBe4)	78
A.2	Quantité en gaz rares (ccSTP) des échantillons provenant des puits Junex Bécancour 7 (JBe7), Junex Champlain #1 (JC1), Soquip-Pétrofina Bécancour #1 (SP1) et Soquip-Pétrofina Bécancour #1 (SP1)	79
A.3	Rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ des puits HB1, JBA1, JBe2 et JBe4 . .	80
A.4	Rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2	81
A.5	Rapports $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ et $^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ des puits HB1, JBA1, JBe2 et JBe4	82
A.6	Rapports $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ et $^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2	83
A.7	Rapports $^{83}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$, $^{86}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$, $^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ et $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ des puits HB1, JBA1, JBe2 et JBe4	84
A.8	Rapports $^{83}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$, $^{86}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$, $^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ et $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2	85
A.9	Rapports $^{131}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, $^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, $^{134}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ et $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ des puits HB1, JBA1, JBe2 et JBe4.	86
A.10	Rapports $^{131}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, $^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, $^{134}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ et $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2.	87
A.11	Rapports $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_E$, $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}^*$, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$, $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$ des puits HB1, JBA1, JBe2 et JBe4.	88
A.12	Rapports $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_E$, $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}^*$, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$, $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2.	89

Tableau A.1

Quantité en gaz rares (ccSTP) des échantillons provenant des puits Husky-Bruyères Sainte-Angèle #1 (HB1), Junex Batiscan #1 (JBa1), Junex Bécancour #2 (JBe2) et Junex Bécancour #4 (JBe4)

*La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.
Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.*

	[⁴ He]	[²⁰ Ne]	[³⁶ Ar]	[⁸⁴ Kr]	[¹³⁰ Xe]
<u>Husky-Bruyère Sainte-Angèle #1</u>					
HB1 06-1A [†]	6.14E-05 <i>9E-07</i>	1.79E-04 <i>2E-06</i>	3.45E-04 <i>4E-06</i>	7.08E-06 <i>1E-07</i>	3.83E-08 <i>9E-10</i>
HB1 06-1B [†]	7.24E-04 <i>1E-05</i>	1.39E-04 <i>2E-06</i>	2.10E-04 <i>3E-06</i>	3.83E-06 <i>6E-08</i>	1.98E-08 <i>5E-10</i>
HB1 07-1B	1.80E-02 <i>3E-04</i>	3.45E-06 <i>4E-08</i>	1.62E-05 <i>2E-07</i>	6.30E-08 <i>9E-10</i>	3.94E-10 <i>1E-11</i>
HB1 07-1D [†]	7.46E-05 <i>1E-06</i>	1.13E-04 <i>1E-06</i>	1.70E-04 <i>2E-06</i>	3.19E-06 <i>5E-08</i>	1.55E-08 <i>4E-10</i>
HB1 07-3A [†]	8.18E-03 <i>1E-04</i>	4.72E-05 <i>6E-07</i>	5.98E-05 <i>8E-07</i>	7.86E-07 <i>1E-08</i>	3.63E-09 <i>9E-11</i>
HB1 07-3B	2.74E-02 <i>4E-04</i>	8.90E-07 <i>1E-08</i>	1.27E-05 <i>2E-07</i>	3.17E-08 <i>5E-10</i>	2.73E-10 <i>7E-12</i>
<u>Junex Batiscan #1</u>					
JBa1 07-1C [†]	5.04E-05 <i>8E-07</i>	1.34E-04 <i>2E-06</i>	2.24E-04 <i>3E-06</i>	4.07E-06 <i>6E-08</i>	2.10E-08 <i>5E-10</i>
JBa1 07-3A [†]	2.14E-02 <i>3E-04</i>	5.72E-05 <i>7E-07</i>	8.51E-05 <i>1E-06</i>	1.60E-06 <i>2E-08</i>	5.73E-09 <i>1E-10</i>
JBa1 07-3B	1.98E-02 <i>3E-04</i>	1.26E-05 <i>2E-07</i>	2.95E-05 <i>4E-07</i>	4.86E-07 <i>7E-09</i>	3.02E-09 <i>7E-11</i>
<u>Junex Bécancour #2</u>					
JBe2 06-1A [†]	3.24E-03 <i>5E-05</i>	7.08E-05 <i>9E-07</i>	9.25E-05 <i>1E-06</i>	1.38E-06 <i>2E-08</i>	6.55E-09 <i>2E-10</i>
JBe2 06-1B [†]	1.24E-03 <i>2E-05</i>	1.09E-04 <i>1E-06</i>	1.53E-04 <i>2E-06</i>	2.54E-06 <i>4E-08</i>	1.19E-08 <i>3E-10</i>
<u>Junex Bécancour #4</u>					
JBe4 07-2B [†]	6.88E-03 <i>1E-04</i>	3.91E-05 <i>5E-07</i>	4.61E-05 <i>6E-07</i>	6.33E-07 <i>9E-09</i>	2.86E-09 <i>7E-11</i>
JBe4 07-2C	1.68E-02 <i>3E-04</i>	8.32E-07 <i>1E-08</i>	5.11E-06 <i>7E-08</i>	2.67E-08 <i>4E-10</i>	2.10E-10 <i>6E-12</i>

Tableau A.2

Quantité en gaz rares (ccSTP) des échantillons provenant des puits
 Junex Bécancour 7 (JBe7), Junex Champlain #1 (JC1), Soquip-Pétrofina Bécancour #1 (SP1)
 et Soquip-Pétrofina Bécancour #1 (SP1)

La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.

Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	[⁴ He]	[²⁰ Ne]	[³⁶ Ar]	[⁸⁴ Kr]	[¹³⁰ Xe]
<u>Junex Bécancour #7</u>					
JBe7 07-1D [†]	8.20E-05 <i>1E-06</i>	1.25E-04 <i>2E-06</i>	1.90E-04 <i>2E-06</i>	3.47E-06 <i>5E-08</i>	1.73E-08 <i>4E-10</i>
<u>Junex Champlain #1</u>					
JC1 07-2C [†]	2.53E-03 <i>4E-05</i>	9.79E-05 <i>1E-06</i>	1.42E-04 <i>2E-06</i>	2.54E-06 <i>4E-08</i>	1.32E-08 <i>3E-10</i>
<u>Soquip-Pétrofina Bécancour #1</u>					
SP1 07-2B	1.19E-02 <i>2E-04</i>	2.05E-06 <i>3E-08</i>	1.18E-05 <i>2E-07</i>	5.67E-08 <i>1E-09</i>	5.09E-10 <i>2E-11</i>
SP1 07-2C	1.64E-02 <i>2E-04</i>	1.40E-06 <i>2E-08</i>	9.86E-06 <i>1E-07</i>	4.10E-08 <i>6E-10</i>	4.38E-10 <i>1E-11</i>
<u>Soquip-Pétrofina Bécancour #2</u>					
SP2 06-1A	2.28E-02 <i>3E-04</i>	5.69E-07 <i>7E-09</i>	8.42E-06 <i>1E-07</i>	3.50E-08 <i>5E-10</i>	2.89E-10 <i>8E-12</i>
SP2 06-1B [†]	4.18E-03 <i>6E-05</i>	1.03E-04 <i>1E-06</i>	1.35E-04 <i>2E-06</i>	2.22E-06 <i>3E-08</i>	1.09E-08 <i>3E-10</i>
SP2 07-1A [†]	6.95E-03 <i>1E-04</i>	5.20E-05 <i>7E-07</i>	5.99E-05 <i>8E-07</i>	8.33E-07 <i>1E-08</i>	3.65E-09 <i>9E-11</i>
SP2 07-3A	7.10E-01 <i>1E-02</i>	1.58E-06 <i>2E-08</i>	1.61E-04 <i>8E-06</i>	6.85E-07 <i>3E-08</i>	5.59E-09 <i>4E-10</i>
SP2 07-3B	6.44E-01 <i>1E-02</i>	3.34E-06 <i>6E-08</i>	2.40E-04 <i>3E-06</i>	9.48E-07 <i>1E-08</i>	7.54E-09 <i>2E-10</i>

Tableau A.3
 Rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ des puits HB1, JBa1, JBe2 et JBe4
 La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.
 Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{corrigé}}$	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$
	R/Ra	R/Ra _{corrigé}		
<u>Husky-Bruyère Sainte-Angèle #1</u>				
HB1 06-1A [†]	--	--	9.67 <i>0.06</i>	0.0290 <i>0.0002</i>
HB1 06-1B [†]	0.25 <i>0.018</i>	0.0030 <i>0.0002</i>	9.65 <i>0.06</i>	0.0290 <i>0.0003</i>
HB1 07-1B	0.10 <i>0.007</i>	0.095 <i>0.007</i>	10.12 <i>0.04</i>	0.0311 <i>0.0002</i>
HB1 07-1D [†]	--	--	9.84 <i>0.07</i>	0.0295 <i>0.0003</i>
HB1 07-3A [†]	0.09 <i>0.005</i>	0.072 <i>0.004</i>	9.94 <i>0.05</i>	0.0302 <i>0.0002</i>
HB1 07-3B	0.11 <i>0.008</i>	0.111 <i>0.008</i>	10.07 <i>0.06</i>	0.0343 <i>0.0003</i>
<u>Junex Batiscaan #1</u>				
JBa1 07-1C [†]	1.01 <i>0.03</i>	1.04 <i>0.04</i>	9.75 <i>0.05</i>	0.0294 <i>0.0002</i>
JBa1 07-3A [†]	0.11 <i>0.004</i>	0.102 <i>0.003</i>	9.76 <i>0.03</i>	0.0293 <i>0.0001</i>
JBa1 07-3B	0.085 <i>0.005</i>	0.083 <i>0.005</i>	9.85 <i>0.08</i>	0.0294 <i>0.0003</i>
<u>Junex Bécancour #2</u>				
JBe2 06-1A [†]	0.13 <i>0.01</i>	0.085 <i>0.008</i>	9.86 <i>0.08</i>	0.0293 <i>0.0003</i>
JBe2 06-1B [†]	0.15 <i>0.02</i>	--	9.89 <i>0.05</i>	0.0294 <i>0.0002</i>
<u>Junex Bécancour #4</u>				
JBe4 07-2B [†]	0.067 <i>0.004</i>	0.042 <i>0.003</i>	10.01 <i>0.07</i>	0.0299 <i>0.0002</i>
JBe4 07-2C	0.071 <i>0.005</i>	0.071 <i>0.005</i>	10.2 <i>0.2</i>	0.0340 <i>0.0006</i>

Tableau A.4
 Rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2
 La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.
 Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{corrigé}}$	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$
	R/Ra	R/Ra _{corrigé}		
<u><i>Junex Bécancour #7</i></u>				
JBe7 07-1D [†]	0.61 <i>0.03</i>	--	9.87 <i>0.01</i>	0.0293 <i>0.0001</i>
<u><i>Junex Champlain #1</i></u>				
JC1 07-2C [†]	0.074 <i>0.006</i>	--	9.66 <i>0.07</i>	0.0292 <i>0.0003</i>
<u><i>Soquip-Pétrofina Bécancour #1</i></u>				
SP1 07-2B	0.100 <i>0.009</i>	0.10 <i>0.01</i>	10.08 <i>0.06</i>	0.0314 <i>0.0003</i>
SP1 07-2C	0.079 <i>0.004</i>	0.078 <i>0.004</i>	10.20 <i>0.05</i>	0.0320 <i>0.0003</i>
<u><i>Soquip-Pétrofina Bécancour #2</i></u>				
SP2 06-1A	0.18 <i>0.02</i>	0.18 <i>0.02</i>	10.49 <i>0.08</i>	0.0371 <i>0.0004</i>
SP2 06-1B [†]	0.171 <i>0.01</i>	0.13 <i>0.01</i>	9.96 <i>0.07</i>	0.0299 <i>0.0002</i>
SP2 07-1A [†]	0.073 <i>0.006</i>	0.042 <i>0.003</i>	9.94 <i>0.06</i>	0.0296 <i>0.0002</i>
SP2 07-3A	0.17 <i>0.01</i>	0.17 <i>0.01</i>	8.7 <i>0.1</i>	0.067 <i>0.001</i>
SP2 07-3B	0.072 <i>0.003</i>	0.072 <i>0.003</i>	8.4 <i>0.2</i>	0.0620 <i>0.0009</i>

Tableau A.5
 Rapports $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ et $^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ des puits HB1, JBa1, JBe2 et JBe4
La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.
Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$
<u>Husky-Bruyère Sainte-Angèle #1</u>				
HB1 06-1A [†]	0.189 <i>0.001</i>	295 <i>1</i>	0.0395 <i>0.0002</i>	0.202 <i>0.001</i>
HB1 06-1B [†]	0.187 <i>0.001</i>	295 <i>1</i>	0.0400 <i>0.0002</i>	0.203 <i>0.001</i>
HB1 07-1B	0.191 <i>0.002</i>	1162 <i>8</i>	0.0408 <i>0.0005</i>	0.200 <i>0.002</i>
HB1 07-1D [†]	0.186 <i>0.001</i>	288 <i>1</i>	0.0401 <i>0.0003</i>	0.201 <i>0.001</i>
HB1 07-3A [†]	0.185 <i>0.001</i>	324 <i>2</i>	0.0411 <i>0.0002</i>	0.2030 <i>0.0006</i>
HB1 07-3B	0.194 <i>0.002</i>	2110 <i>16</i>	0.0456 <i>0.0007</i>	0.200 <i>0.003</i>
<u>Junex Batiscaan #1</u>				
JBa1 07-1C [†]	0.185 <i>0.001</i>	290 <i>1</i>	0.0403 <i>0.0002</i>	0.2030 <i>0.0006</i>
JBa1 07-3A [†]	0.186 <i>0.001</i>	304 <i>1</i>	0.0406 <i>0.0002</i>	0.2047 <i>0.0008</i>
JBa1 07-3B	0.188 <i>0.001</i>	370 <i>2</i>	0.0400 <i>0.0002</i>	0.2031 <i>0.0008</i>
<u>Junex Bécancour #2</u>				
JBe2 06-1A [†]	0.184 <i>0.001</i>	298 <i>1</i>	0.0403 <i>0.0002</i>	0.202 <i>0.001</i>
JBe2 06-1B [†]	0.185 <i>0.001</i>	295 <i>1</i>	0.0399 <i>0.0002</i>	0.201 <i>0.001</i>
<u>Junex Bécancour #4</u>				
JBe4 07-2B [†]	0.184 <i>0.001</i>	302.6 <i>0.9</i>	0.0412 <i>0.0003</i>	0.205 <i>0.001</i>
JBe4 07-2C	0.198 <i>0.002</i>	1309 <i>11</i>	0.0411 <i>0.0006</i>	0.202 <i>0.002</i>

Tableau A.6
 Rapports $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ et $^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2
La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.
Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$
<u><i>Junex Bécancour #7</i></u>				
JBe7 07-1D [†]	0.190 <i>0.002</i>	298 <i>2</i>	0.0404 <i>0.0002</i>	0.2042 <i>0.0008</i>
<u><i>Junex Champlain #1</i></u>				
JC1 07-2C [†]	0.187 <i>0.001</i>	295 <i>2</i>	0.0402 <i>0.0002</i>	0.2031 <i>0.0008</i>
<u><i>Soquip-Pétrofina Bécancour #1</i></u>				
SP1 07-2B	0.198 <i>0.004</i>	988 <i>17</i>	0.049 <i>0.001</i>	0.202 <i>0.005</i>
SP1 07-2C	0.193 <i>0.002</i>	1498.00 <i>9</i>	0.0419 <i>0.0006</i>	0.204 <i>0.002</i>
<u><i>Soquip-Pétrofina Bécancour #2</i></u>				
SP2 06-1A	0.169 <i>0.005</i>	2424 <i>28</i>	0.0402 <i>0.0007</i>	0.1960 <i>0.004</i>
SP2 06-1B [†]	0.1853 <i>0.0007</i>	298.1 <i>0.9</i>	0.0402 <i>0.0003</i>	0.201 <i>0.002</i>
SP2 07-1A [†]	0.185 <i>0.001</i>	305 <i>1</i>	0.0407 <i>0.0002</i>	0.2030 <i>0.0008</i>
SP2 07-3A	0.22 <i>0.01</i>	1105 <i>53</i>	0.056 <i>0.003</i>	0.20 <i>0.01</i>
SP2 07-3B	0.198 <i>0.002</i>	1818 <i>19</i>	0.0420 <i>0.0009</i>	0.203 <i>0.003</i>

Tableau A.7
 Rapports $^{83}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$, $^{86}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$, $^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ et $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ des puits HB1, JBa1, JBe2 et JBe4
 La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.
 Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^{83}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$^{86}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$
<u>Husky-Bruyère Sainte-Angèle #1</u>				
HB1 06-1A [†]	0.201 <i>0.001</i>	0.305 <i>0.002</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.50 <i>0.08</i>
HB1 06-1B [†]	0.202 <i>0.001</i>	0.305 <i>0.002</i>	0.48 <i>0.02</i>	6.51 <i>0.06</i>
HB1 07-1B	0.200 <i>0.002</i>	0.304 <i>0.004</i>	0.49 <i>0.02</i>	6.611 <i>0.1</i>
HB1 07-1D [†]	0.202 <i>0.001</i>	0.302 <i>0.003</i>	0.48 <i>0.02</i>	6.6 <i>0.1</i>
HB1 07-3A [†]	0.2009 <i>0.0006</i>	0.303 <i>0.002</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.52 <i>0.07</i>
HB1 07-3B	0.200 <i>0.003</i>	0.308 <i>0.006</i>	0.46 <i>0.02</i>	6.4 <i>0.1</i>
<u>Junex Batiscaan #1</u>				
JBa1 07-1C [†]	0.2015 <i>0.0007</i>	0.305 <i>0.002</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.52 <i>0.07</i>
JBa1 07-3A [†]	0.2026 <i>0.0009</i>	0.304 <i>0.002</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.54 <i>0.08</i>
JBa1 07-3B	0.2023 <i>0.0008</i>	0.307 <i>0.002</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.52 <i>0.09</i>
<u>Junex Bécancour #2</u>				
JBe2 06-1A [†]	0.202 <i>0.001</i>	0.301 <i>0.002</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.43 <i>0.06</i>
JBe2 06-1B [†]	0.201 <i>0.001</i>	0.302 <i>0.002</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.50 <i>0.05</i>
<u>Junex Bécancour #4</u>				
JBe4 07-2B [†]	0.204 <i>0.001</i>	0.306 <i>0.002</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.50 <i>0.07</i>
JBe4 07-2C	0.201 <i>0.002</i>	0.303 <i>0.003</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.538 <i>0.1</i>

Tableau A.8
 Rapports $^{83}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$, $^{86}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$, $^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ et $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2
 La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.
 Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^{83}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$^{86}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$
<u>Junex Bécancour #7</u>				
JBe7 07-1D [†]	0.2036 <i>0.0008</i>	0.309 <i>0.002</i>	0.48 <i>0.02</i>	6.50 <i>0.06</i>
<u>Junex Champlain #1</u>				
JC1 07-2C [†]	0.2017 <i>0.0009</i>	0.305 <i>0.002</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.53 <i>0.07</i>
<u>Soquip-Pétrofina Bécancour #1</u>				
SP1 07-2B	0.201 <i>0.006</i>	0.304 <i>0.007</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.5 <i>0.2</i>
SP1 07-2C	0.202 <i>0.002</i>	0.302 <i>0.004</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.60 <i>0.09</i>
<u>Soquip-Pétrofina Bécancour #2</u>				
SP2 06-1A	0.201 <i>0.004</i>	0.306 <i>0.006</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.5 <i>0.1</i>
SP2 06-1B [†]	0.201 <i>0.002</i>	0.303 <i>0.003</i>	0.47 <i>0.02</i>	6.50 <i>0.08</i>
SP2 07-1A [†]	0.2017 <i>0.0008</i>	0.303 <i>0.002</i>	0.48 <i>0.02</i>	6.57 <i>0.07</i>
SP2 07-3A	0.20 <i>0.01</i>	0.31 <i>0.02</i>	0.46 <i>0.05</i>	6.6 <i>0.6</i>
SP2 07-3B	0.203 <i>0.003</i>	0.306 <i>0.005</i>	0.48 <i>0.02</i>	6.6 <i>0.1</i>

Tableau A.9
 Rapports $^{131}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, $^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, $^{134}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ et $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ des puits HB1, JBa1, JBe2 et JBe4

La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.

Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^{131}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{134}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$
<u>Husky-Bruyère Sainte-Angèle #1</u>				
HB1 06-1A [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.54 <i>0.08</i>	2.17 <i>0.03</i>
HB1 06-1B [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.57 <i>0.08</i>	2.19 <i>0.02</i>
HB1 07-1B	5.3 <i>0.2</i>	6.7 <i>0.2</i>	2.6 <i>0.1</i>	2.30 <i>0.05</i>
HB1 07-1D [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.6 <i>0.1</i>	2.22 <i>0.05</i>
HB1 07-3A [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.56 <i>0.09</i>	2.17 <i>0.02</i>
HB1 07-3B	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.6 <i>0.1</i>	2.20 <i>0.05</i>
<u>Junex Batiscaan #1</u>				
JBa1 07-1C [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.56 <i>0.08</i>	2.17 <i>0.02</i>
JBa1 07-3A [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.21</i>	2.57 <i>0.09</i>	2.19 <i>0.03</i>
JBa1 07-3B	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.57 <i>0.09</i>	2.21 <i>0.03</i>
<u>Junex Bécancour #2</u>				
JBe2 06-1A [†]	5.1 <i>0.2</i>	6.5 <i>0.2</i>	2.52 <i>0.08</i>	2.13 <i>0.02</i>
JBe2 06-1B [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.53 <i>0.08</i>	2.14 <i>0.02</i>
<u>Junex Bécancour #4</u>				
JBe4 07-2B [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.55 <i>0.08</i>	2.18 <i>0.02</i>
JBe4 07-2C	5.3 <i>0.2</i>	6.7 <i>0.2</i>	2.6 <i>0.1</i>	2.24 <i>0.06</i>

Tableau A 10

Rapports $^{131}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, $^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, $^{134}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ et $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2

La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.

Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^{131}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{134}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$
<u>Junex Bécancour #7</u>				
JBe7 07-1D [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.56 <i>0.08</i>	2.16 <i>0.02</i>
<u>Junex Champlain #1</u>				
JC1 07-2C [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.57 <i>0.08</i>	2.17 <i>0.02</i>
<u>Soquip-Pétrofina Bécancour #1</u>				
SP1 07-2B	5.2 <i>0.3</i>	6.6 <i>0.3</i>	2.6 <i>0.1</i>	2.21 <i>0.08</i>
SP1 07-2C	5.3 <i>0.2</i>	6.7 <i>0.2</i>	2.64 <i>0.09</i>	2.26 <i>0.03</i>
<u>Soquip-Pétrofina Bécancour #2</u>				
SP2 06-1A	5.3 <i>0.2</i>	6.7 <i>0.2</i>	2.7 <i>0.1</i>	2.29 <i>0.06</i>
SP2 06-1B [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.6 <i>0.2</i>	2.56 <i>0.09</i>	2.17 <i>0.03</i>
SP2 07-1A [†]	5.2 <i>0.2</i>	6.7 <i>0.2</i>	2.56 <i>0.09</i>	2.19 <i>0.02</i>
SP2 07-3A	5.4 <i>0.6</i>	6.9 <i>0.6</i>	2.7 <i>0.3</i>	2.3 <i>0.2</i>
SP2 07-3B	5.3 <i>0.2</i>	6.8 <i>0.2</i>	2.7 <i>0.1</i>	2.30 <i>0.06</i>

Tableau A.11

Rapports $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_E$, $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}^*$, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$, $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$ des puits HB1, JBa1, JBe2 et JBe4

La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.

Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_E$	$^4\text{He}/^{21}\text{Ne}^*$	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{36}\text{Ar}$	$^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$
<u>Husky-Bruyère Sainte-Angèle #1</u>					
HB1 06-1A†	--	--	--	--	--
HB1 06-1B†	--	--	--	--	2.94E+06 <i>9E+04</i>
HB1 07-1B	0.0558 <i>0.0004</i>	2.88E+07 <i>6E+05</i>	1.28 <i>0.03</i>	867 <i>17</i>	3.7E+08 <i>1E+07</i>
HB1 07-1D†	0.0758 <i>0.0010</i>	1.48E+04 <i>4E+02</i>	--	--	1.16E+05 <i>4E+03</i>
HB1 07-3A†	0.0630 <i>0.0006</i>	1.59E+06 <i>4E+04</i>	4.8 <i>0.1</i>	28 <i>1</i>	--
HB1 07-3B	0.108 <i>0.001</i>	6.1E+07 <i>1E+06</i>	1.19 <i>0.03</i>	1815 <i>36</i>	3.8E+09 <i>1E+08</i>
<u>Junex Batiscaan #1</u>					
JBa1 07-1C†	--	--	--	--	--
JBa1 07-3A†	--	--	--	--	--
JBa1 07-3B	0.0615 <i>0.0008</i>	4.3E+07 <i>1E+06</i>	9.0 <i>0.2</i>	74 <i>1</i>	2.15E+08 <i>7E+06</i>
<u>Junex Bécancour #2</u>					
JBe2 06-1A†	0.0489 <i>0.0006</i>	1.74E+06 <i>5E+04</i>	15.0 <i>0.3</i>	2.34 <i>0.04</i>	--
JBe2 06-1B†	0.0454 <i>0.0004</i>	3.88E+05 <i>9E+03</i>	--	--	--
<u>Junex Bécancour #4</u>					
JBe4 07-2B†	0.0458 <i>0.0005</i>	2.59E+06 <i>6E+04</i>	21.0 <i>0.4</i>	7.1 <i>0.1</i>	--
JBe4 07-2C	0.082 <i>0.002</i>	4.4E+07 <i>2E+06</i>	3.2 <i>0.1</i>	1014 <i>20</i>	1.33E+09 <i>6E+07</i>

Tableau A.12

Rapports $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_E$, $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}^*$, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$, $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$ des puits JBe7, JC1, SP1 et SP2

La notation † indique un échantillon fortement contaminé par l'air.

Les nombres en italiques font référence aux incertitudes.

	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_E$	$^4\text{He}/^{21}\text{Ne}^*$	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{36}\text{Ar}$	$^4\text{He}/^{136}\text{Xe}^*$
<i>Junex Bécancour #7</i>					
JBe7 07-1D†	0.0481 <i>0.0003</i>	2.60E+04 <i>5E+02</i>	0.154 <i>0.003</i>	2.80 <i>0.06</i>	--
<i>Junex Champlain #1</i>					
JC1 07-2C†	--	--	--	--	--
<i>Soquip-Pétrofina Bécancour #1</i>					
SP1 07-2B	0.0637 <i>0.0006</i>	2.71E+07 <i>6E+05</i>	1.46 <i>0.04</i>	693 <i>21</i>	7.6E+08 <i>4E+07</i>
SP1 07-2C	0.0587 <i>0.0006</i>	4.6E+07 <i>1E+06</i>	1.38 <i>0.03</i>	1203 <i>23</i>	4.6E+08 <i>1E+07</i>
<i>Soquip-Pétrofina Bécancour #2</i>					
SP2 06-1A	0.0755 <i>0.0009</i>	5.7E+07 <i>1E+06</i>	1.27 <i>0.03</i>	2129 <i>46</i>	6.6E+08 <i>3E+07</i>
SP2 06-1B†	0.0521 <i>0.0005</i>	5.2E+05 <i>1E+04</i>	11.8 <i>0.2</i>	2.62 <i>0.05</i>	--
SP2 07-1A†	0.0449 <i>0.0004</i>	3.06E+06 <i>7E+04</i>	12.2 <i>0.2</i>	9.5 <i>0.2</i>	1.00E+08 <i>3E+06</i>
SP2 07-3A	--	--	5.5 <i>0.4</i>	809 <i>66</i>	7.7E+08 <i>9E+07</i>
SP2 07-3B	--	--	1.76 <i>0.04</i>	1523 <i>32</i>	6.7E+08 <i>3E+07</i>

BIBLIOGRAPHIE

- Ballentine, C. J., et P. G. Burnard. 2002. « Production, Release and Transport of Noble Gases in the Continental Crust ». In *Noble gases in Geochemistry and Cosmochemistry*, sous la dir. de D. Porcelli, C. J. Ballentine et R. Wieler, p.481-538. Washington (DC): The Mineralogy Society of America.
- Béland, P. et C. Morin. 2000. *Le gisement de gaz naturel de Saint-Flavien, Québec*. Charlesbourg (Qué.) : Direction du gaz et du pétrole (Ministère des Ressources naturelles du Québec).
- Bertrand, R., A. Chagnon, M. Malo, Y. Duchaine, D. Lavoie et M. M. Savard. 2003. «Sedimentologic, diagenetic and tectonic evolution of the Saint-Flavien gas reservoir at the structural front of the Quebec Appalachians». *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 51, no 2 (juin), p. 126-154.
- Bottomley, D., L. H. Chan, A. Katz, A. Starinsky et I. D. Clark. 2003. «Lithium isotope geochemistry and origin of Canadian Shield brines». *Ground Water*, vol. 41, no 6 (décembre), p. 847-856.
- Bottomley, D., I. D. Clark, N. Battye et T. Kotzer. 2005. «Geochemical and isotopic evidence for a genetic link between Canadian Shield brines, dolomitization in the Western Canada Sedimentary Basin, and Devonian calcium-chloridic seawater». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 42, no 11 (novembre), p. 2059-2071.
- Burke, W. H., R. E. Denison, E. A. Hetherington, R. B. Koepnick, H. F. Nelson et J. B. Otto. 1982. «Variations of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time». *Geology*, vol. 10, no 10 (octobre), p. 516-519.
- Burnard, P. G., D. W. Graham et G. Turner. 1997. «Vesicle-specific noble gas analyses of "popping rock": Implications for primordial noble gases in Earth». *Science*, vol. 276, no 5312 (avril), p. 568-571.
- Carignan, J., C. Gariépy et C. Hillaire-Marcel. 1997. «Hydrothermal Fluids during Mesozoic reactivation of the St. Lawrence rift system, Canada: C, O, Sr and Pb isotopic characterization». *Chemical Geology*, vol. 137, no 1-2 (mai), p. 1-21.
- Castonguay, S., J. Dietrich, R. Shinduke et J. Y. Laliberté. 2006. *Nouveau regard sur l'architecture de la Plate-forme du Saint-Laurent et des Appalaches du sud du Québec par le retraitement des profils de sismique réflexion M-2001, M-2002 et M-2003*. Open File 5328, Geological Survey of Canada.

- Clark, T. H. et Y. Globensky. 1976. *Région de Bécancour et partie nord-est de la région d'Aston*. Rapport géologique 165. Direction générale des mines (Ministère des Richesses Naturelles du Québec).
- Cooper, M., J. Weissenberger, I. Knight, D. Hostad, D. Gillepsie, H. Williams, E. Burden, J. Porter-Chaudhry, D. Rae et E. Clark. 2001. «Basin evolution in western Newfoundland; new insights from hydrocarbon exploration». *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 85, no 3 (mars), p. 393-418.
- Craig, H. 1961. «Isotopic variations in meteoric waters». *Science*, vol. 133, no 3465 (mai), p. 1702-1703.
- Davies, G. R. et L. B. Smith. 2006. «Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview». *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 90, no 11 (novembre), p. 1161-1690.
- Duncan, R. A. 1984. «Age progressive volcanism in the New England Seamounts and the opening of the Central Atlantic Ocean». *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, no B12 (novembre), p. 9980-9990.
- Dykstra, C. F. et M. W. Longman. 1995. «Gas reservoir potential of the Lower Ordovician Beekmantown Group, Quebec Lowlands, Canada». *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 79, no 4 (avril), p. 513-530.
- Eby, G. N. 1984. «Geochronology of the Monteregian Hills alkaline igneous Province, Quebec». *Geology*, vol. 12, no 8 (août), p. 468-470.
- Eby, G. N. 1985. «Sr and Pb isotopes, U and Th chemistry of the alkaline Monteregian and White Mountain igneous provinces, eastern North America». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 49, no 5 (mai), p. 1143-1153.
- Farley K. A. et H. Craig. 1994. «Atmospheric argon contamination of ocean island basalt olivine phenocrysts». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 58, no 11 (juin), p. 2509-2517.
- Farley K. A., R. J. Poreda et T. C. Onstott. 1994. «Noble gases in deformed xenoliths from an ocean island: characterization of a metasomatic fluid». In *Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry*, sous la dir. de J. Matsuda, p. 159-178, Tokyo: Terra Scientific.
- Foland, K. A., L. A. Gilbert, C. A. Sebring et C. Jiang-Feng. 1986. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for plutons of the Monteregian Hills, Quebec: Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 97, no 8 (août), p. 966-974.
- Fontes, J. C et J. M. Matray. 1993. «Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France». *Chemical Geology*, vol. 109, no 1-4 (octobre), p. 149-175.
- Frape S. K., P. Fritz et R. H. McNutt. 1984. «Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Canadian Shield». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 48, no 8 (août), p. 1617-1627.

- Frape, S. K., A. Blyth, R. Blomqvist, R. H. McNutt et M. Gascoyne. 2003. «Deep fluids in the continents: II. Crystalline rocks». In *Treatise on geochemistry, Volume 5, Surface and Ground Water, Weathering, and Soils*, sous la dir. de J. I. Drever, p. 541-580, Amsterdam: Elsevier.
- Fritz, P. et S. K. Frape. 1982. «Saline groundwaters in the Canadian shield - a first overview». *Chemical Geology*, vol. 36, no 1-2 (juin), p. 179-190.
- Gascoyne M. et M. Laaksoharju. 2008. «High-level radioactive waste disposal in Sweden : Hydrogeochemical characterisation and modelling of two potential sites». *Applied Geochemistry*, vol. 23, no 7 (juillet), p. 1745-1746.
- Ghomian, Y., G. A. Pope et K. Sepehrnoori. 2008 «Reservoir simulation of CO₂ sequestration pilot in Frio brine formation, USA Gulf Coast». *Energy*, vol. 33, no 7 (juillet), p. 1055-1067.
- Ghosh, S. N., V. N. Vishwanathan et A. K. Chatterjee. 1976. «Estimation of dolomite mineral in limestone by infra-red spectroscopy». *Journal of Materials Science*, vol. 11, no 6 (juin), p. 1167-1170.
- Globensky, Y. 1972. *Gaz – Pétrole – Eau dans les puits forés au Québec entre 1860 et 1970*. S 127, Québec (QC) :Service des gîtes minéraux.
- Globensky, Y. 1987. *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*, Rapport M85-02, Ministère des Ressources naturelle du Québec.
- Graham D. W. 2002. « Noble gas Isotope Geochemistry of Mid-Ocean Ridge and Ocean island Basalts: Characterization of Mantle Source Reservoirs». In *Noble gases in Geochemistry and Cosmochemistry*, sous la dir. de D. Porcelli, C. J. Ballentine et R. Wieler, p.247-317. Washington (DC): The Mineralogy Society of America.
- Guillou-Frottier, L., J.-C. Mareschal, C. Jaupart, C. Gariépy, R. Lapointe et G. Bienfait. 1995. «Heat Flow variations in the Grenville Province, Canada». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 136, no 3-4 (décembre), p. 447-460.
- Hanor, J. F. 2001. «Reactive transport involving rock-buffered fluids of varying salinity». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 65, numéro spécial (novembre), p. 3721-3732.
- Hofmann, H. J. 1972. Stratigraphy of the Montreal area. Excursion B-03 Guidebook. 24th International Geological Congress, Montreal, Qc.
- Hopp, J., M. Trieloff et R. Altherr. 2007. «Noble gas compositions of the lithospheric mantle below the Chyulu Hills volcanic field, Kenya». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 261, no 3-4 (septembre), p. 635-648.
- Horita, J. 2005. «Saline Waters». In *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*, sous la dir. de P. K. Aggarwal, J. R. Gat et K. F. O. Froehlich, p. 271-287. Berlin: Springer.

- Junex Inc. 2008. *Présentation corporative – La stratégie de Junex pour mettre en valeur le potentiel pétrolier et gazier du Québec*. Chambre de commerce des entrepreneurs de Québec.
- Khararka, Y. K. et J. S. Hanor. 2003. «Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins». *Treatise on geochemistry, Volume 5, Surface and Ground Water, Weathering, and Soils*, sous la dir. de J. I. Drever, p. 499-540, Amsterdam: Elsevier.
- Kharaka, Y. K., R. W. Hull et W. W. Carothers. 1985. «Water-rock interactions in sedimentary basins». In *Relationship of Organic Matter and Mineral Diagenesis*, sous la dir. de D. Gauthier, p. 79-176. Tulsa (OK): Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Kharaka, Y. K., D. R. Cole, J. J. Thordsen, E. Kakouros et H. S. Nance. 2006. «Gas-water-rock interactions in sedimentary basins : CO₂ sequestration in the Frio Formation, Texas, USA». *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 89, no 1-3 (avril-juin), p. 183-186.
- Kretz, R. 1992. «Carousel model for the crystallization of saddle dolomite». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol 63, no 2(mars), p. 190-195.
- Kumarapelli, P. S. 1985. «Vestiges of Iapetan rifting in the craton West of the Northern Appalachians». *Geoscience Canada*, vol. 12, p. 54-59.
- Land, L. S. 1997. «Mass transfer during burial diagenesis in the Gulf of Mexico sedimentary basin: an overview». *Special Publication, Society of Sedimentary Geology*, vol. 57, p. 29-39.
- Laughrey, C. D. et J. Kostelnik. 2006. «Geochemistry of Natural Gases from Trenton and Black River Carbonate Reservoirs, Eastern USA – Implications for Deep Basin Hydrocarbon Resources in the Appalachians». 35th annual Meeting, October 8-11, 2006. Buffalo (NY): Eastern Section American Association of Petroleum Geologists.
- Lamothe, M. 1993. *Géologie des formations Quaternaires de la région du lac St-Pierre*. Dossier d'exploration minière Intragaz.
- Lavoie, D. 1994. «Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, Eastern Canada; comparison between the Quebec Reentrant and St. Lawrence Promontory». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 31, no 8 (août), p.1309-1319.
- Lavoie, D. 1995. «A Late Ordovician high-energy temperate-water carbonate ramp, southern Quebec, Canada; implications for Late Ordovician oceanography». *Sedimentology*, vol. 42, no 1 (février), p. 95-116.
- Lavoie, D. et G. Chi. 2009. «Lower Paleozoic foreland basins in Eastern Canada: Tectono-thermal events recorded by faults, fluids and hydrothermal dolomites». *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, manuscript accepté (2008).

- Lavoie, D., E. Burden et D. Lebel. 2003. «Stratigraphic framework for the Cambrian–Ordovician rift and passive margin successions from southern Quebec to western Newfoundland». *Canadian Journal of earth Science*, vol. 40, no 2 (février), p. 177-205.
- Lippolt, H. J. et E. Wiegel. 1998. « ^4He diffusion in ^{40}Ar retentive minerals». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 52, no 6 (Juin), p. 1449-1458.
- Ma L. 2008. «Noble gases dissolved in groundwaters of the Michigan Basin: Implications for paleoclimatology, hydrogeology, tectonics and mantle geochemistry». Thèse, Ann Arbor (MI): University of Michigan.
- McNutt, R. H., S. K. Frape, P. Fritz, M. G. Jones et I. M. MacDonald. 1990. «The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of Canadian shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 54, no 1 (janvier), p. 205-215.
- Matsumoto, T., M. Honda, I. McDougall, I. Yatsevich et S. O'Reilly. 2004. «Isotope fractionation of neon during stepheating extraction?: a comment on Re-interpretation of the existence of a primitive plume under Australia based on neon isotope fractionation during step heating □ by Gautheron and Moreira (2003)». *Terra Nova*, vol. 16, no 1 (février), p. 23-26.
- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. 2002. Carte géologique du Québec. DV 2002-06, échelle 1/2 000 000.
- Moldovanyi, E. P. et L. M. Walter. 1992. «Regional trends in water chemistry, Smackover Formation, Southwest Arkansas: geochemical and physical controls». *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, vol. 76, no 6 (juin), p. 864-894.
- Moreira M., J. Kunz et C. Allègre. 1998. «Rare gas systematics in popping rock: isotopic and elemental compositions in the upper mantle». *Science*, vol. 279, no 5354 (février), p. 1178-1181.
- Mussman, W. J. et J. F. Read. 1986. «Sedimentology and development of a passive- to convergent-margin unconformity; Middle Ordovician Knox unconformity, Virginia Appalachians». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 97, no 3 (mars), p. 282-295.
- Négrel, P., J. Casanova et J. F. Aranyossy. 2001. «Strontium isotope systematics used to decipher the origin of groundwaters sampled from granitoids: the Vienna Case (France)». *Chemical Geology*, vol. 177, no 3-4 (juillet), p. 287-308.
- Nelson, J., S. Paradis, J. Christensen et J. Gabites. 2002. «Canadian Cordilleran Mississippi Valley-type deposits: A case for Devonian-Mississippian back-arc hydrothermal origin». *Economic Geology*, vol. 97, no 5 (août), p. 1013-1036.

- O'Nions, R. K. et C. J. Ballentine. 1993. «Rare gas studies of basin scale fluid movement». In *Quantifying Sedimentary Geochemical Processes*, sous la dir. De M. L. Coleman, C. D. Curtis et G. Turner, p. 141-156, London : Royal Society of London.
- Ozima, M. et F. A. Podosek. 2001. *Noble Gas Geochemistry, 2nd Edition*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Plante, L. 1989. *Géologie de la région de Grondines-Montauban*. MB 89-14, Service géologique du Québec (Ministère des Ressources Naturelles du Québec).
- Porcelli D., C. J. Ballentine et R. Wieler. 2002. *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*. Washington (DC): The Mineralogy Society of America.
- Roden-Tice, M. K., et A. Tremblay. 2009. «Post-Jurassic uplift and faulting along the St. Lawrence Rift system, Quebec based on apatite fission-track evidence». *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 41, no 3, p. 33.
- Rouilleau E. et R. Stevenson. 2009. «Geochemical and isotopic (Nd-Sr) evidence for crustal contamination and mantle heterogeneity in the formation of the alkaline Monteregian Province (Québec)». *Chemical Geology*, manuscript soumis.
- Ryder, R. T., R. C. Burruss et J. R. Hatch. 1998. «Black shale source rocks and oil generation in the Cambrian and Ordovician of the central Appalachian Basin, USA». *The American Association of petroleum Geologists Bulletin*, vol 82, no 3 (mars), p. 412-441.
- Salad Hersi, O., G. R. Dix. 1999. «Blackriveran (lower Mohawkian, Upper Ordovician) lithostratigraphy, rhythmicity, and paleogeography; Ottawa Embayment, eastern Ontario, Canada». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol 36, no 12 (décembre), p. 2033-2050.
- Salad Hersi, O. D. Lavoie. 2000. *Lithostratigraphic revision of the Upper Cambrian Cairnside Formation, upper Potsdam Group, southwestern Quebec*. Current Research 2000-D4, Ottawa: Geological Survey of Canada.
- Salad Hersi, O., D. Lavoie, et G. S. Nowlan. 2003. «Reappraisal of the Beekmantown Group sedimentology and stratigraphy, Montréal area, southwestern Quebec: implications for understanding the depositional evolution of the Lower–Middle Ordovician Laurentian passive margin of eastern Canada». *Canadian Journal of earth Sciences*, vol 40, no 2 (février), p.149-176.
- Salad Hersi, O., D. Lavoie, A. H. Mohamed et G. S. Nowlan. 2002. «Subaerial unconformity at the Potsdam-Beekmantown contact in the Quebec Reentrant; regional significance for the Laurentian continental margin history». *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 50, no 3 (septembre), p. 419-440.
- Sanford, B.V. 1993. «St. Lawrence Platform—Geology». In *Sedimentary cover of the Craton in Canada*, sous la dir. de D.F. Scott and J.D. Aitken. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 5, Chap. 11, pp. 723–786.

- Sasada, T., H. Hiyagon, K. Bell et M. Ebihara. 1997. «Mantle-derived noble gas in carbonatite». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 61, no 19 (octobre), p. 4219-4226.
- Séjourné, S., J. Dietrich et M. Malo. 2003. «Seismic characterization of the structural front of southern Quebec Appalachians». *Bulletin of Canadian petroleum Geology*, vol. 51, no 1 (mars), p. 29-44.
- Séjourné, S., M. Malo, M. Savard, D. Kirkwood. 2005. «Multiple origin and regional significance of bedding parallel veins in a fold and thrust belt; the example of a carbonate slice along the Appalachian structural front». *Tectonophysics*, vol 407, no 3-4 (octobre), p. 189-209.
- Siegel, D. I., K. A. Lesniak, M. Stute, S. Frape. 2004. «Isotopic geochemistry of the Saratoga springs; implications for the origin of solutes and source of carbon dioxide». *Geology*, vol 32, no 3, p. 257-260.
- Smalley, P. C., R. Blomqvist et A. Raheim. 1988. «Sr isotopic evidence for a discrete saline components in stratified ground waters from crystalline bedrock, Outokumpu, Finland». *Geology*, vol. 16, no 4 (avril), p. 354-357.
- Smith, L. B. 2006. «Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton-Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York». *The American Association of petroleum Geologists Bulletin*, vol. 90, no 11 (novembre), p. 1691-1718.
- Sleep, N. H. 1990. «Monteregian hotspot track: a long-lived mantle plume.» *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, no B13 (décembre), p. 21983-21990.
- Starinsky, A. et A. Katz. 2003. «The formation of natural cryogenic brines». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 67, no 8 (avril), p. 1475-1484.
- Stuart, F., G. Turner et R. Taylor 1994. «He-Ar isotope systematics of fluid inclusions: Resolving mantle and crustal contributions to hydrothermal fluids». In *Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry*, sous la dir. de J. Matsuda, p. 261-277, Tokyo: Terra Scientific.
- Torgersen, T. 1980. «Controls on pore-fluid concentration of ^4He and ^{222}Rn and the calculation of $^4\text{He}/^{222}\text{Rn}$ ages». *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 13, no 1 (juin), p. 57-75.
- Torgersen, T. 1993. «Defining the role of magmatism in extensional tectonics; helium 3 fluxes in extensional basins». *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, no B9, p. 16257-16269.
- Torgersen, T., S. Drenkard, K. Farley, P. Schlosser et A. Shapiro. 1994. «Mantle Helium in the Groundwater of the Mirror Lake Basin, New Hampshire, U.S.A». In *Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry*, sous la dir. de J. Matsuda, p. 279-292, Tokyo: Terra Scientific.

- Torgergsen, T., S. Drenkard, M. Stute, P. Schlosser et A. M. Shapiro. 1995. «Mantle helium in ground waters of eastern North America; time and space constraints on sources». *Geology*, vol. 23, no 8 (août), p. 675-678.
- Tremblay, A., B. Long, M. Massé. 2003. «Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Québec: kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data». *Tectonophysics*, vol. 369, no 3-4 (juillet), p. 231-252.
- Walker, J. D. et H. A. Cohen. 2006. *The Geoscience Handbook. The Fourth Edition*. Alexandria (VA): American Geological Institute.
- Yang, C. et R. Hesse. 1993. «Diagenesis and anchimetamorphism in an overthrust belt, external domain of the Taconian Orogen, southern Canadian Appalachians—II. Paleogeothermal gradients derived from maturation of different types of organic matter». *Organic Geochemistry*, vol. 20, no 3 (avril), p. 381-403.